

誌會學床礦物岩石

第三十六卷 第二號

昭和二十七年 五月二十日

文 報 研 究

斑銅鈦の熱的研究	竹南	内部	常松	彦夫
四国吉野川流石の榴輝岩質岩	石	川	俊	夫
地質図の作製に関する幾何学的考察 (I)	舟	山	裕	土
關門地方中生代の燐灰質岩石に就いて (第二報)	應	地	善	雄

報 及 雜 會

地質学会昭和 26 年度總會記事
會員動靜

抄 錄

鈦物學及び結晶學 Saucornite 及び亞鉛鈦物の熱分析並びに X 線的研究	外 4 件
岩石學及び火山學 花崗岩の起源	外 5 件
金屬鈦床學 Utah 州 Tintic 地方に於ける最近の鈦床 調査に應用した地化學的操作	外 6 件
石油鈦床學 メキシコ灣岸油田に於ける石油の比重と 堆積相との關係	外 5 件
參考科學 火成岩の年數決定	外 4 件

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

會報及び雜報

會員動靜 昭和24年本誌第33卷復刊以降會員諸氏の御支援によりまして本年第36卷から抄録欄を復活するなど漸くその内容を整えるに到りました。就きましては會員名簿の発行等も要望されておりますが取りあえず最近の動靜を次に記すことにいたしました。

名譽会長 神津俣祐 (神奈川縣鎌倉市二階堂 101), 前会長 高橋純一 (長野県松本市信州大学本部)

新入會 (昭和25年末以降) 荒木孝治 (京都市上京区小山西大野町58), 麻生泰章 (岩手県上閉伊郡甲子村大槌釜石鋁業所), 青木謙一郎 (熊本大学理学部地学教室内), 池上政雄 (北海道岩見澤市北海道学芸大学地学教室), 井口休夫 (北海道旭川市北門町北海道学芸大学旭川分校), 宇都宮大学附属図書館, 大塚清彦 (東京都千代田区大手町2丁目野村ビルヤマト化成工業株式会社), 岡田明 (北海道札幌市琴似町川添東583), 越智彌一郎 (高知市山田町9), 大澤農 (東京都品川区東中延1-358松浦莊), 金澤大学理学部地学教室, 川崎製鉄東京支店原料課査査課, 加藤勝郎 (岩手県和賀郡黒澤尻町和賀高等学校), 川上明 (鳥取県西伯郡高来村養良農校), 木村達明 (東京都文京区大塚町東京教育大学附属高等学校), 熊本大学附属図書館, 佐藤正氣 (仙台市荒巻北根杉添17), 酒匂純俊 (札幌市中島公園北海道地下資源調査所), 信州大学附属図書館文理学部分館, 紫藤文子 (熊本大学理学部地学教室内), 白石剛 (熊本大学理学部地学教室内), 澁谷五部 (山口市米米山口大学文理学部地質学教室), 鈴木好一 (東京都新宿区百人町資源科学研究所), 鈴木源夫 (北海道大学理学部地質鉱物学教室), 杉本功 (北海道檜山郡上国村今井石崎鉱山), 竹内正辰 (静岡市大宮町静岡大学教育学部地学教室), 谷波正三 (金澤市仙石町金澤大学理学部地質教室), 谷口善弘 (熊本市坪井局区内熊本大学理学部地学教室内), 高橋一 (山形県北村上郡戸澤大学稲下), 津留和子 (熊本大学理学部地学教室内), 鶴島鎮彦 (岩手県上閉伊郡甲子村大槌釜石鋁山万生寮), 寺津湯次 (鹿児島県串木野市下名金山神岡鋁業西山寮), 中川進 (熊本大学理学部地学教室内), 剣谷亨 (札幌市北海道大学理学部地質鉱物学教室), 樋口潔 (熊本市熊本大学理学部地学教室内), 藤井浩二 (福岡市箱崎町九州大学理学部地質教室), 松浦良雄 (熊本大学理学部地質学教室内), 三好徹 (神戸市灘区篠原但母野山六甲高等学校), 山本学 (東京都澁谷区佐々木本町七四三), 山本博達 (福岡市箱崎町九州大学理学部地質学教室), 山岸猪久馬 (長野県上田染谷丘高校), 吉武政利 (熊本大学理学部地学教室内), 片久順一 (山口市山口大学文理学部学教室), 和賀高等學校探鉱科 (岩手県黒澤尻町)。

日本地質學會總會記事 去る4月4日別布市に於て行われた日本地質学会總會に於て本会第24年總會があり、庶務會計を報告して承認を得本年(第36卷)より會費1ヶ年400円(會員)と決定した。続いて5~6日次の地質学会諸講演があつた。

福岡県田川郡下真崎の pegmatite 中の輝水鉛鋁の産状 (林田志賀雄), 磁硫鉄鋁に関する研究 (加賀谷文治郎), 釜石鋁山産鉄鋁石について (南部松夫, 竹内常彦, 和田成人), 本邦産砒酸塩磷酸塩鋁物について (湊秀雄), 熔成磷酸の鋁物学的研究 (渡辺万次郎, 大森啓一, 長谷川修三), モナザイトの結晶構造 (上田健夫), ペグマタイト鋁物に於ける Ra の配分 (立川正久, 田久保実太郎), 人造鋼玉石の研究 (今井琢也, 小林貞二), 不透鋁物特に硫酸塩鋁物類の分離法とその化学分析法について (村岡久志, 湊秀雄), 硫酸鉄鋁の面角と化学成分との関係 (北原順一), 金倉蠟石の研究 (木村宗弘), 蠟石の X 線の研究 (武司秀夫), 伊豆大賀茂産セリ (表紙3頁に続く)

研究報文

斑銅鑛の熱的研究¹⁾

Thermal study of bornite

竹内 常彦 (Tsunehiko Takeuchi)

南部 松夫 (Matsuo Nambu)

Abstract Mineralogical changes of bornite by heating in nitrogen atmosphere are studied microscopically. Bornite specimens of about 3mm diameter, but a few percents of chalcocite are associated microscopically, are heated for an hour at every temperature between 50°C to 1,000°C and are observed under the microscope.

The results obtained are as follows :

(1) At 80°~150°C, margin of the chalcocite grains enclosed in bornite is altered to digenite but above 160°C the mineral is diffused into chalcocite.

(2) Between 190°~650°C, chalcocite diffused into an homogeneous bornite solid solution, but by slow cooling, chalcocite is reappeared as several unmixing textures.

(3) From 190° to 430°C, minute crystals of chalcopyrite and tetrahedrite showing emulsion, wedge-like or globular forms are newly segregated from bornite solid solution. Relation between heating temperatures and segregated amounts of the minerals is shown in Figs. 3 and 4.

As shown in the Table of chemical composition of the sample, the bornite has some excess chalcopyrite and tetrahedrite components and excess ones are segregated at above temperatures.

(4) A desulphuration curve is given in Fig. 1-A. As the desulphuration at 400°~450°C may be explained by that of chalcopyrite impurity, the curve of the pure bornite also be considered as Fig. 1-C.

(5) At above 650°C, some part of the bornite is dissociated to FeS and Cu₂S. Microscopically, two kinds of the texture can be seen as shown in Fig.5 (below 730°C) and Fig.6 (above 730°C)

(6) Drop-like or veinlet metallic copper is appeared at above 500°C and veinlet pyrrhotite is appeared at above 950°C.

1. 緒 言

斑銅鉱は高温性より低温性に亘る各種の銅鉱床に広く胚胎し、黄銅鉱、輝銅鉱、銅藍、digenite、硫砒銅鉱、四面銅鉱、硫蒼鉛銅鉱等と屢々興味ある共生関係を示すため、鉱床の成因を解明する一つの有力な鍵として重視せられ、その平衡関係に関し多くの研究が行われている。

筆者等も数年来従事している銅-鉄-硫黄系鉱物の熱的研究の一部として斑銅鉱の窒素気流中に於ける加熱を行い、二、三の注目すべき結果を得たのでその概要を報告する。

2. 試 料

試料は別子型含銅硫化鉄鉱床に屬する徳島県麻植郡三山村高越鉱山の通洞坑西延から産したものを使用した¹⁾。入手した試料はその共生関係より2種類に區別することが出来る。

(1) 斑銅鉱を主とするもの。大部分は斑銅鉱であるが通常数%の輝銅鉱を含み、且つ稀に極めて微量の四面安銅鉱、黄鉄鉱及び脉石を含有する。銅藍は見られない。

(2) 黄銅鉱を主とするもの。黄銅鉱を主とするが20~30%の斑銅鉱と共生し、少量の黄鉄鉱、鉱藍、脉石を含有する。輝銅鉱、四面安銅鉱は見られない。

何れの試料も所謂二次富化鉱或は酸化鉱とは認め難い極めて新鮮な形狀を有し、鏡下に見る斑銅鉱及び輝銅鉱は一次鉱物 (hypogene minerals) として生成したものと推定される。

実験は主として試料 (1) より注意深く不純物を取除いたものを使用した。斑銅鉱だけは斑銅鉱と複雑に共生する為若干の混入を避け得ないのでそのまゝ用いた。

精選試料の分析結果は第1表 (1) に示す如くである。分析試料について integration stage を用いて輝銅鉱の含有比率を求めると平均約 6 vol % となる。今輝銅鉱と四面安銅鉱を除外し斑銅鉱の原子比を算出すると同表 (3) 及び (4) となる。即ち Cu_5FeS_4 より Cu 及び S が少く、換言すれば黄銅鉱成分を固溶体又は超顕微鏡的微粒子として含有していることが分析結果から予想される。このことについては後に明らかにするが、もし斑銅鉱中に 10 mol % の黄銅鉱成分が含有されるとすればその場合の原子比は同表 (5) となり前記 (4) と極めてよく一致する。かく考えた場合の各成分

1) 本試料は柳生六郎氏の厚意により鉱山より恵送されたものである。同氏に厚く感謝する。

の vol% は四面安銅鉱 0.1, 輝銅鉱 6.2, 斑銅鉱 89.7, 黄銅鉱 4.0 となる。

尙実験試料 (2) は (1) の結果と比較する為に一部の実験に用いた。

第 1 表 実験試料の化学組成

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
	wt. %	atom. %	atom. %	atom.ratio	atom.ratio
Cu	61.73	50.73	49.26	466	460
Fe	10.44	9.77	10.57	100	100
S	24.23	39.49	40.17	380	380
Sb	0.02	0.01	—	—	—
As	tr	—	—	—	—
SiO ₂	0.07	—	—	—	—
other insol	2.21	—	—	—	—
H ₂ O*	0.43	—	—	—	—
total	99.13	100.00	100.00	—	—

* at 50°C

永野昭三分析

(1) 分析結果

(2) 同上原子百分率

(3) 輝銅鉱 (6.2vol%) 及び四面銅鉱 (0.1 vol%) を除外した
原子百分率

(4) 同上原子比

(5) 斑銅鉱中に黄銅鉱が 10mol% 含有した場合の原子比

3. 実験装置及び方法

本報に述べる加熱実験は中性気圏にて行つた結果で、筆者等が曩に黄銅鉱を窒素気流中で加熱した実験¹⁾と大体同じ装置を使用した。即ち窒素ボンベより流量計を通して一定量の窒素を放出し、ピロガロール溶液、アムモニア塩化第一銅溶液、濃硫酸、加熱金属銅網 (850°C) 及び塩化カルシウムの洗滌塔或は吸収塔を順次に通して酸素、一酸化炭素、水分等を充分に除去して反応管に導き、一方径 3mm 内外の斑銅鉱塊数個を石英硝子製ポートに乗せて反応管に入れ、窒素流量 50cc/min, 昇温率 10°C/min をもつて所要の温度とし (加熱温度範囲は室温より 950°C まで), その温度に 1 hr, 保持した後、徐冷又は急冷して約 200 回の実験を行つた。加熱試料は硫黄を分析し脱硫量を求めると共に、研磨片を作つて反射顕微鏡下に観察し、両者を対照して鉱物学的変化を追跡した。

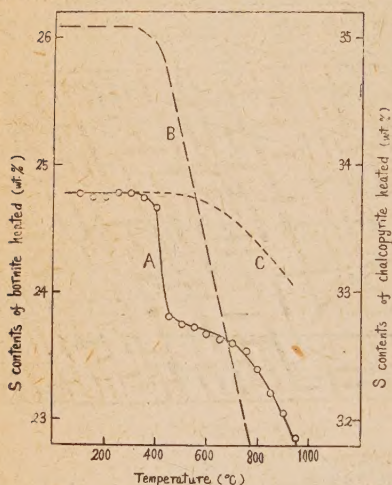
1) 竹内常彦, 南部松夫: 選研彙, 6 (1950), 47~54.

4. 斑銅鎳の脱硫變化

各温度に於ける加熱体の硫黄含有量を重量法で分析した結果は第1図曲線Aの如くである。即ち400°C 附近までは殆んど脱硫しないが400°C~500°C

の間で約1.2%の脱硫が急激に起り、その後650°C 附近までは緩慢となり、この温度以上では再び脱硫が活潑となり、950°C で約2%脱硫する2段曲線が得られた。

この曲線は量に行つた黄銅鎳の脱硫曲線(同図曲線B)¹⁾の1段変化に比し一見趣を異にするが、後述する顕微鏡の観察結果から400°C~500°Cの第1段脱硫は斑銅鎳中に含有される黄銅鎳の熱解離によるもので、650°C よりの第2段脱硫は斑銅鎳自体の分解によるものであると考察される故に両曲線よりCu₅FeS₄の組成を有する斑銅鎳自体の脱硫曲線として同図曲線Cの変化を推定することが出来る。



第1図 斑銅鎳の脱硫曲線

A: 実験結果 B: 黄銅鎳の脱硫曲線

C: 純粋斑銅鎳の推定脱硫曲線

5. 低温に於ける變化

Digenite の生成 80°C~150°C の間で包有される輝銅鎳の周辺の幅0.001mm 内外が帯状をなして青色に変化する。しかも斑銅鎳及び輝銅鎳両者との境界は明瞭で鏡下の色彩も明かに区別出来る。

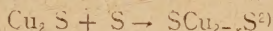
輝銅鎳と斑銅鎳の固溶体生成温度は次に述べる様に筆者等の実験では195°C よりはじまる。試料及び加熱雰囲気は異なるが Schwartz 氏²⁾によると175°C~225°C で固溶体が生成され、又荳木、山江両氏³⁾は200°C 1hrで変化なしとされているので、前記80°C 程度で両者が固溶体をなすとは考えられない。問題の青色をなすものの色彩は顕微鏡下に銅藍と輝銅鎳との中間色を示し、硬度は輝銅鎳、斑銅鎳と大差なく、等方性を示し、腐蝕

1) 前掲, 48.

2) Schwartz, G. M.: Econ. Geol. 23 (1928), 185.

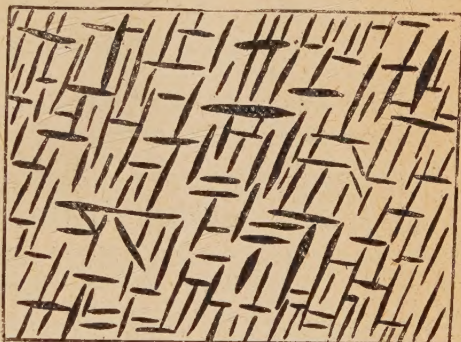
3) 荳木茂彦, 山江徳哉: 岩礦, 35 (1951), 65~73.

試験は輝銅鉱と一致しているので眞に筆者等が上北鉱山で確めた digenite¹⁾ が次式の関係で生成したものと推定される。



輝銅鉱-斑銅鉱固溶体の生成 Digenite は 161°C 以上では輝銅鉱中に擴散して固溶体となり³⁾、両者の区別は困難となり、色彩ははじめの輝銅鉱色より若干青色を帯びる。

更に約 195°C より輝銅鉱は斑銅鉱と固溶体をなし、両者の境界は漸次不明瞭となり、250°~300°C でこの傾向は益々顯著となる。この場合徐冷すれば境界附近では中心部に輝銅鉱の核を残したまま両者は pseudoeutectic, graphic, oleander-leaf 状組織⁴⁾を示して離溶する。400°~450°C に達すると輝銅鉱は全く消失し、徐冷すれば試料全面に亘



第2図 輝銅鉱-斑銅鉱固溶体の徐冷組織 (×150)
黒: 輝銅鉱 白: 斑銅鉱

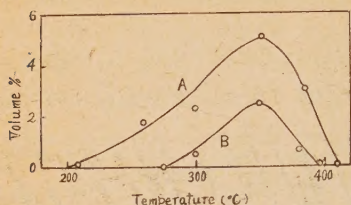
つて略々均質に葉片 (lamellar), 格子 (lattice) その他の組織を示し (第2図の様な共生組織が最も多い), この状態は斑銅鉱の解離する 650°C 前後まで続く。

6. 黄銅鉱の析出

210°~230°C で僅かの黄銅鉱が懸滴状 (emulsion), レンズ状 (lenticular), くさび状 (wedge-like) 或は局部的に不完全な葉片状, 格子状をなして析出するが温度の上昇と共に漸次その量を増し, 340°~350° の間で最高に達し, これ以上の温度では反対に減少しはじめ, 430°C では全然認められない⁵⁾。析出黄銅鉱の量を integration stage で求め, 温度との関

- 1) 竹内常彦, 南部忠夫: 地質, 57 (1951), 343.
- 2) S は斑銅鉱側より供給されたものと思われる。かかる低温に於ける一部 S の移動逸出は平社氏の黄銅鉱の実験 (日鉱, 42 (1926), 202~220) でも認められたことであるが, その機構は明瞭でなく今後の問題としたい。
- 3) Buerger, N. W.: Econ. Geol. 33 (1941), 19~44.
- 4) 金属鉱物の組織, 構造, 共生関係に関し最近 Schwartz 氏の論文が発表されたので本報文中に使用する組織の名称は主としてこれによることにする。(Schwartz, G. M.: Econ. Geol. 46 (1951), 578~591).
- 5) 黄銅鉱は急冷, 徐冷にかかわらず出現する。但し高温部では徐冷の方が量的に若干多い傾向は認められる。

係を示すと第 3 図 A の如くなる。

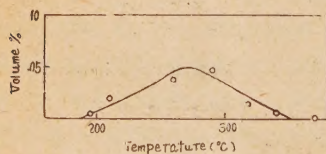


第 3 図 黄銅鉍析出量と温度の關係
A: 試料 (1) B: 試料 (2)

以外の斑銅鉍は顕微鏡下に変化を認められない⁴⁾ 故に、斑銅鉍の解離によるものではなく、他方輝銅鉍と斑銅鉍の相互反応とすることも当を得ない。既に述べた如く本斑銅鉍は分析結果から約 6vol % の黄銅鉍成分を含有していることが確かめられている故、顕微鏡的には認められない固溶体或は超顕微鏡的微粒として含有されていた黄銅鉍成分が加熱によつて析出したと推定するのが妥当と考えられる。又 340°~360°C より反対に析出量が減少するのは、この温度より一旦析出した黄銅鉍が斑銅鉍側に擴散し固溶体をなす為で、更に高温では黄銅鉍が解離する為と推測される⁵⁾。

7. 四面安銅鉍の析出

190°~350°C で斑銅鉍中に少量の四面安銅鉍が新たに析出する。即ち 160°C で球至乃 橢円体狀に析出しはじめ、温度の上昇と共にその量を増し、260°~280°C を最高として次第にその量を減じ、350°C 以上ではかへつて認め難くなる。温度と析出量との關係の一例を第 4 図に示す。第 1 表に見る様に本試料中には 0.02wt% の Sb を含みこれは前記黄銅鉍の場合と同様に、斑銅鉍と固溶体或は超顕微鏡的微粒をなす



第 4 図 四面銅鉍析出量と温度の關係

- 1) Wandke, A.: Econ. Geol. 21 (1926), 166~171.
- 2) 中野 平: 地質, 54 (1948), 184.
- 3) 苅木浅彦: 岩礦, 33 (1949), 85~91.
- 4) Frueh, A. T. 氏は最近斑銅鉍の disorder に関し研究を発表されたが筆者等の今回の実験では試料の關係でこの問題に触れることが出来なかつた。
(Am. Min. 35 (1950), 182~192).
- 5) かくの如く比較的低温で黄銅鉍が出現し又消失することは極めて興味深い、今後更に研究を進めこの現象に明確な説明を与えたい。

四面銅鈹成分として存在すると考えられるが、分析結果から計算すれば四面銅鈹として 0.1vol% となる)、四面安銅鈹の一部が加熱により出現したと解される。

四面安銅鈹と斑銅鈹との固溶体生成温度は 275°C 以上¹⁾ とされているので、 300°C 以上で消失するのは一旦析出した四面安銅鈹が固溶体として再び斑銅鈹中に吸収される為と解釋することが出来る。

8. 斑銅鈹の化学組成について

斑銅鈹の化学組成については従来多くの議論が行われて種々の化学式が採用された。その主な理由は純粋な斑銅鈹の分析試料を得ることの困難性に帰せられ、現在一般に容認されている Cu_5FeS_4 は 1916 年 Allen 氏²⁾ が反射顕微鏡下に他の鈹物を含有しない試料を分析した結果に基づくことは周知の通りである。

斑銅鈹中に顕微鏡的な不純物を含有する試料の分析結果では正確な化学組成を示さないことは勿論であるが、高越鈹山産の斑銅鈹の如く鏡下に均質な斑銅鈹であつても、固溶体或は超顕微鏡的に黄銅鈹成分を含有する場合もあり又別に輝銅鈹成分を固溶することも当然考えられる故に、含有する鈹物種と量によつて相当広範囲に亘つて化学成分が変動するものと考えられる³⁾。

今、前記の試料 (2) を用いて加熱実験を行い、温度と析出黄銅鈹の關係を示すと第 3 図の曲線 B の如くになり、試料 (1) とは出現温度と量に於て甚だしい差異が認められ、同一鈹体内の斑銅鈹でも僅かの生成条件の相違によつて少からざる成分上の差異を生ずる。かゝることはひとり高越鈹山に限らない様である⁴⁾。

即ち斑銅鈹の純粋性にかゝる加熱実験によつて吟味することが出来、又斑銅鈹の晶出条件をある程度推測し得る可能性も存すると考えられる。

斑銅鈹の熱解離

$650^{\circ}\sim 730^{\circ}\text{C}$ の加熱体を急冷すればやゝ多量の金屬銅が析出 (後述) するのを除けば一樣な均質体が得られる。徐冷した場合を高倍率 (油浸系) で

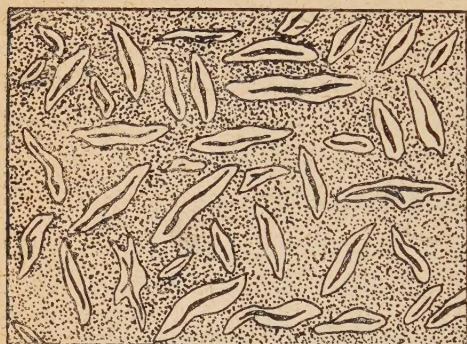
1) Edward, A. B.: C. A. 44 (1950), 10609.

2) Allen, E. T.: Am. Jour. Sci. 41 (1916), 410

3) Merwin, Lombard 両氏の研究による Cu-Fe-S 系状態図に於ても Cu_5FeS_4 の附近に 3 成分の固溶体をなす区域が相当廣くとられている。(Merwin, H. E., Lombard, R. H.: Econ. Geol. 32 (1937), 203~284.

4) 他の 2, 3 の産地のものにつき加熱実験を行つた結果、何れの場合も黄銅鈹が出現する。このことについては別の機会に述べる。

検鏡すると第5図の様に輝銅鉱中に斑銅鉱が oleander-leaf 状に析出し更

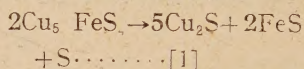


第5図 650～730°C 加熱体の徐冷組織
(×160)

細点: 輝銅鉱 白: 斑銅鉱 黒: 黄銅鉱

に各 leaf の中央部に間長く黄銅鉱の核が見られる。

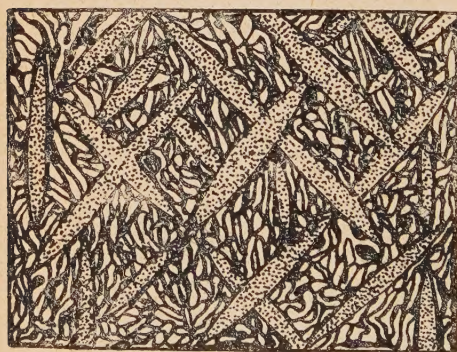
650°C よりの脱硫は斑銅鉱の熱解離によるものと考えられ、先づ一部の斑銅鉱は



の如く解離し Cu_2S 及び FeS は夫々残る斑銅鉱とその温度では均一な固溶体を作るが、温度の低下と共に斑銅鉱を主とする固溶体为先づ離溶し、更に温度の低下により鉄に富

む成分 (成分的には斑銅鉱より FeS に富むもの) が分離して leaf の中核を形成したものと推定される¹⁾。

730°C～950°C 加熱体の組織は 650°C～730°C の場合と甚だしく異なる。730°C 以上では急冷の場合は前同様であるが徐冷すれば青灰色の輝銅鉱が



第6図 730°C～950°C 加熱体の徐冷組織
(×210)

細点: 輝銅鉱 白: 黄銅鉱 黒: 斑銅鉱

格子状或は oleander-leaf 状組織をなし、その間隙を填めて黄色をなすもの (黄銅鉱成分に近い固溶体) と紫灰色 (斑銅鉱成分に近い輝銅鉱の固溶体) とが graphic 乃至 pseudoeutectic の組織で共生している。(第6図)

750°C 以上の加熱体もその温度では均質な固溶体として単相であるが、温度の低下によつて先づ輝銅鉱が離溶し、更に残りの成分が2相に分離

して上記の組織を形成したと考えられる。

以上の如く斑銅鉱の熱解離に伴う組織は2種に大別出来るが、本実験の

1) 類似の関係は河山鉱山の閃亜鉛鉱-黄銅鉱-キューバ鉱間に見られる (中村威: 地質, 55 (1949), 159)

場合は 23.6 wt% S 前後が両者の境界となつてゐる¹⁾。

10. 金屬銅及び磁硫鉄鉱の析出

500°~600°C 間で少量の金屬銅が析出しはじめ、650°C を過ぎるとやゝ多量に現出する。500°~600°C での金屬銅は含有される黄銅鉱の分解に関係し、650°C 以上の銅の析出は専ら斑銅鉱の解離に基くと推定される。即ち黄銅鉱及び斑銅鉱の一部が一且 Cu_2S 及び FeS に分解し、更に冷却の途中で再び三成分化合物を作る際に金屬銅が析出されると考えられる²⁾。



以上の 2 式で前者の方が支配的であろう。

960°C の加熱体ではじめて磁硫鉄鉱が粒状或は脉状に析出するのが認められる。この磁硫鉄鉱は純粹なものではなく多少の三成分化合物を固溶していることは勿論と考えられる。

更に筆者等が黄銅鉱を同様に窒素気流中に加熱した場合、金屬銅は 750°C より生成しはじめ、磁硫鉄鉱は 900°C 以上で認められた。即ち斑銅鉱の場合は黄銅鉱に比べて金屬銅の初成温度が低く、磁硫鉄鉱の生成温度は高い。

斑銅鉱の場合黄銅鉱より低温で金屬銅が析出することは、解離圧の点から妥当でないが、こゝで取扱つた試料は既述の如く相当量の不純物を含有しているので、一概に比較することは困難である。従つてこの場合の金屬銅は [2], [3] 式によるのみではなくして、 Cu_5FeS_4 , Cu Fe S_2 , FeS , Cu_2S 相互間の更に複雑な反応を考慮せねばならないであろう。

11. 總 括

高純銅山産の顕微鏡下に数%の輝銅鉱を含有する斑銅鉱を窒素気流中で加熱し要約次の鉱物学的変化を解析した。

(1) 80°~150°C で含有輝銅鉱の周辺部に digenite が生成する。本 digenite は 160°C 以上で輝銅鉱中に均一に吸収される。

(2) 165°~650°C で輝銅鉱と斑銅鉱の固溶体が形成され、徐冷すれば graphic, oleander-leaf, lamellar, lattice 等の組織を示して両者は離溶する。

(3) 190°~350°C で最高約 0.05 vol% の四面安銅鉱、210°~430°C で最高約 5 vol% の黄銅鉱が斑銅鉱体中に emulsion, lenticular, wedge-like,

1) これ等 2 種類以外の組織も稀に見られるが、大体的には以上のことが云い得る。

2) 竹内常彦, 南部松夫: 前出

globular 等の形状で析出する。両者の出現は斑銅鉱中に固溶又は超顕微鏡的微粒として存在していたものが集積析出したものと考えられる。試料の分析結果からも計算上 0.1vol% の四面銅鉱分子及び 4vol% の黄銅鉱分子の存在が認められ両者が分離する可能性を示している。一旦析出した両鉱物は温度の上昇により斑銅鉱との固溶体をなして吸収される。

(4) 斑銅鉱は 420°C 前後で約 1% の硫黄が逸出し、650°C までは変化が少いが再び急激に脱硫し、950°C では約 2% の硫黄を失う。第 1 段の脱硫は主として黄銅鉱の脱硫、第 2 段の脱硫は斑銅鉱の解離によると推定される。950°C 1hr で前記 [1] 式による斑銅鉱の解離は約 70% に達する。

(5) 650°C 以上の加熱体の徐冷により出現する組織は 740°C (23.6% S) 前後を境とし次の 2 種に大別される。

- (a) 低温部—輝銅鉱—斑銅鉱の oleander-leaf 組織。斑銅鉱が leaf をなし更にその中核をなして黄銅鉱が析出する。
- (b) 高温部—輝銅鉱の格子状組織、一畝は oleander-leaf 状組織、格子の間隙は黄銅鉱成分に近い固溶体と斑銅鉱成分に近い固溶体と斑銅鉱成分に近い固溶体が graphic 乃至 pseudoeutectic 組織をする。

(6) 500°C 以上で金属銅が析出し、950°C で磁硫鉄鉱が現出する。

本研究は文部省科学研究費の援助を受けて行つたもので深謝の意を表する。又種々の実験に熱心に協力した永野昭三、遠藤強の両君に感謝する。

四國吉野川流石の榴輝岩質岩

Eclogitic rock found as a block on the
River Yoshino, Shikoku

石川俊夫 (Toshio Ishikawa)

Abstract The author described the petrographical character of the eclogitic rock found as a block on the River Yoshino, and gave some consideration on its genesis.

本邦に於いて古く別子の榴輝岩と稱せられたものは柘榴石角閃岩で眞の榴輝岩でない事は嘗て鈴木醇¹⁾によつて述べられたが、1930 年鈴木²⁾は初

岩石礦物礦床學會誌 第 36 卷 第 2 号 昭和 27 年 5 月

1) 鈴木醇, 伊予別子鉱山附近の角閃岩の成因。地質, 33, 483-516, 1926

2) T. Suzuki; Petrological study of the crystalline schist system of Shikoku, Tapan. 北大紀要, 1, 52, 1930

めて愛媛県赤石附近（産地未詳）の榴輝岩を記載した。其後岡忍¹⁾は愛媛県宇摩郡別子山村東赤石山附近の榴輝岩の露出を確め、1937年堀越義一²⁾は其産状、岩質及び成因を詳細に調査研究して発表した。1939年筆者は徳島県三祖鉱山附近の流石中より榴輝岩質岩を採取し、其後其露出を確むるに至らず今日に至つたが、既報の榴輝岩とは稍岩質を異にするので茲に簡単に報告する。

外觀 本岩礫は長徑約20糎の円礫されたもので、灰白色と暗緑色の斑状を示し、紅褐色柘榴石は暗緑色部に多く散点する。

顯微鏡的性質 柘榴石最も多く、単斜輝石及び綠色角閃石は之に次ぎ略等量に存し、其他藍閃石、綠簾石、金紅石、白雲母、石英、斜長石、斜鋸簾石、チタン鉄鈹、綠泥石を含有する。之等鈹物成分の光學的性質及び比較の爲赤石附近及び東赤石山の榴輝岩の鈹物成分を別表に示す。

柘榴石は一般に長徑1~2.5糎、半自形乃至粒状を示し、割目に富み、屢々平行な割目が著しい。（第1及び2図）又此割目に沿い屢々角閃石、

第1表 本邦産榴輝岩の構成鈹物表 () 内の鈹物は比較的小量の成分

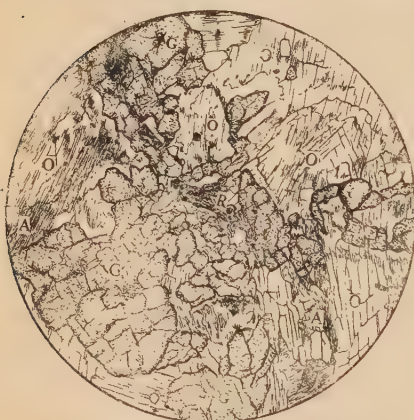
赤石 (鈴木)	東赤石山(堀越)	吉野川流石(石川)
柘榴石	紅榴石 $N_D=1.757$	柘榴石 $N_D=1.778$, 淡桃
綠輝石	透輝石 $\left\{ \begin{array}{l} \alpha=1.672 \\ \beta=1.680 \\ \gamma=1.699 \\ C \wedge Z=42^\circ \\ (+) 2V=62^\circ \end{array} \right.$	單斜輝石 $\left\{ \begin{array}{l} \text{淡青綠, 淡黃綠, 或は殆ど無色} \\ N_{10}=1.663 \quad N_2D \\ C \wedge Z=48^\circ, 50^\circ, 51^\circ, 52^\circ, 56^\circ, 58^\circ, 58^\circ, 58^\circ \\ ((+) 2V=62^\circ, 68^\circ, 72^\circ, 73^\circ, 78^\circ, 83^\circ) \end{array} \right.$
(藍閃石)	(頑火石) $\left\{ \begin{array}{l} \gamma=1.672 \\ 2\alpha=80^\circ \end{array} \right.$	藍閃石 $\left\{ \begin{array}{l} X=\text{淡黃}, Y=\text{淡青紫}, Z=\text{淡紫青} \\ C \wedge Z=6^\circ, 16^\circ \\ (-) 2V=39^\circ, 39^\circ, 40^\circ \end{array} \right.$
	(橄欖石) $\left\{ \begin{array}{l} \alpha=1.650 \\ -1.655 \\ 2V=90^\circ \end{array} \right.$	綠色角閃石 $\left\{ \begin{array}{l} X=\text{淡黃}, Y=\text{黃綠}, Z=\text{濃綠青} \\ N_1D=1.657, N_2D=1.671 \\ C \wedge Z=11^\circ, 18^\circ \\ (-) 2V=57^\circ, 76^\circ, 78^\circ \end{array} \right.$
	(角閃石)	綠簾石 $C \wedge X=1.5 \quad (-) 2V=86^\circ$
	(綠簾石)	(斜鋸簾石) $C \wedge X=9^\circ \quad (+) 2V=86^\circ$
	(斜鋸石)	(白雲母) $(-) 2V=44^\circ$
白雲母		(斜長石)
(斜長石)	(曹長石)	(石英)
石英		(金紅石) $X=\text{鉛}, Z=\text{橙}$
(金紅石)	(金紅石)	(綠泥石)
(綠泥石)	綠泥石	(チタン鉄鈹)
	(チタン鉄鈹, 磁鉄鈹)	
(柎石)	(柎石)	

1) 岡忍, 東大卒論(手記), 1933

2) 堀越義一, 伊予東赤石山附近産の榴輝岩に就いて。地質, 44, 141-144, 1937

緑泥石、緑簾石或は藍閃石が生成し、時に柘榴石は0.3耗以下の粒状体に分離する。柘榴石の割目に角閃石、緑簾石等の生成してる例は他の榴輝岩にも少くない。¹⁾²⁾³⁾ 柘榴石の包裹物には金紅石、チタン鉄鉱及び単斜輝石が存する。

単斜輝石は徑1.5~2.5耗の半自形を示し、淡青緑或淡黄緑 時に殆んど無色であるが、稀に弱い多色性を有する。何れも劈開著しく、時に裂開も発達し(第1図)、又多量の塵状包裹物を含むものがある。緑輝石と透輝石質輝石は光学的性質のみでは類似せる場合もあるので⁴⁾、化学成分を確かめに緑輝石か否か断定することは無理と思われる。単斜輝石の周縁は殆んど常に濃緑青色角閃石に漸移し、往々不規則纖維狀をなす。即ちケリファイト縁を有し、榴輝岩相より角閃岩相への移化を示す。移化帯の綠色部には

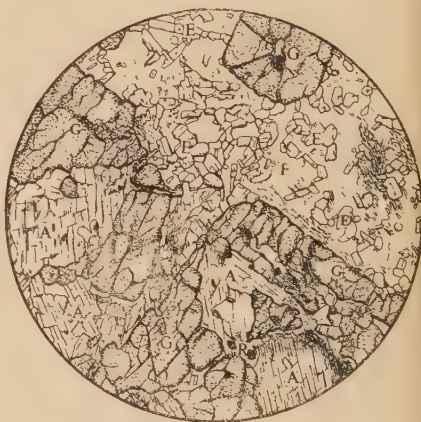


第1図 榴輝岩質岩の顯微鏡スケッチ

(鈴木淑夫学士による)

G....柘榴石 O....單斜輝石

A....綠色角閃石 R....金紅石



第2図 榴輝岩質岩の顯微鏡スケッチ

(鈴木淑夫学士による)

左下半..角閃岩相 右上半..綠簾石角

閃石片岩相 G..柘榴石 A..綠色角閃石

R..金紅石 E..綠簾石 F..長石、石英

- 1) E.Kümmel; Zur kennzeichnung der Krystallinischen Fazies der Siegraben Deckescholle in Rosaliengebirge. Anz. Akad. Wiss. Wien, 1934, Nr.3, 31-34, 1934
- 2) J. J. H. Teall; On a eclogite from Loch Duich. Min. Mag. Vol. 9, 217-218, 1891
- 3) A. R. Alderman; Eclogites from the neighbourhood of Glenelg, Inverness shire. Q. J. G. S. Vol. 45, 488-530, 1936
- 4) T. G. Bonney; On a glaucophane eclogite from the Vald' Aoste., Min. Mag. Vol. 7, 1-8, 1886

$c \wedge Z = 45^\circ$, $2V = 90^\circ$ を示し、単斜輝石の如く消光角大なるものが稀に存する。

藍閃石は一般に徑 1 耗以下で、Vald' Aoste の藍閃石榴輝岩中の藍閃石の如く¹⁾ 稍淡色であるが特徴的な多色性を示す。劈開は少く片縁は濃緑青色角閃石に漸変するが、移化帯の緑色部には $(-)2V = 40^\circ$ を示し、藍閃石の如く光軸角小なるものがある。

緑色角閃石は他形或は纖維狀を示し、単斜輝石或は藍閃石より変化せるもので、往々全く単斜輝石を置換する。一般に濃色で劈開が著しいが、緑簾石と共に出現する場合は稍淡色の小柱狀を示し、大晶でも劈開或は割目より分離して小晶の集合せる如き狀をなして居る。

緑簾石は 0.1~0.2 耗大の粒狀を示し、略等粒の白雲母、石英、斜長石、角閃石、斜黝簾石緑泥石と共に集合し、前記岩質の間に填布狀に存する(第 2 図) 金紅石は 0.4 耗以下の粒狀をなして多量に散点し、屢柘榴石の包裹物として認められ、時に柘榴石の割目を充す角閃石中に小粒狀のものが密集する。又金紅石は時に暗銅色チタン鉄鉍に変化する。

上述鉍物成分より見れば本岩は榴輝角閃岩(eclogite amphibolite)と稱すべきものであろう¹⁾。

成因的考察 Eskola²⁾³⁾ によれば橄欖岩中の榴輝岩は紅榴石と透輝石を主とし、更に橄欖石、頑火石を含有し、アルカリ乏しく、酸化第 2 クロームに富む。之に反し、片麻岩或は他の母岩中のものはアルカリに富み、酸化第 2 クローム少く、曹達及び礬土は硬玉成分として単斜輝石に入り緑輝石を成生する。東赤石山橄欖岩中のものは其産狀、岩質⁴⁾ 共に前者に屬する。本岩は岩質上後者に屬する如く、低下変成作用を受けた場合単斜輝石中の曹達により藍閃石を生じ易く、榴輝岩相は藍閃石片岩相に移化する⁵⁾⁶⁾。鈴木の記載せるものも或は此種のものかも知れない。多量の角閃石の生成は榴輝岩相より、或は藍閃石片岩相を経て角閃岩相に変った部分である。柘榴石と輝石の相互作用により成生した角閃石は濃色を呈し⁷⁾、或は柘榴石に伴う角閃石の濃青色は鉄分によると述べられて居るが、本岩中

1) H. Wieseneder; Beiträge zur Kenntnis der Ost alpinen Eklogite. Min. Petr. Mitt. Abt. B, Bd.46, 174-211, 1935

2) P. Eskola; On the eclogites of Norway. Vidensk. Skrift. I. 8, 1~117, 1921

3) P. Eskola; Metamorphe Gesteine (Barth, Correns u. Eskola; Entstehung, der Gesteine. 363, 367), 1939

4) 前掲

5) 前掲

6) 前掲

7) 前掲

の角閃石の濃青緑色は、単斜輝石の角閃石化の際之と伴うべき斜長石の成生が本岩では少く、従つて斜長石を構成すべき曹達の角閃石に入り影響を与えて居るためではなからうか。又角閃石が小粒に分離し、或は小柱状をなして緑簾石、斜黝簾石、白雲母、斜長石、石英等の小粒と集合せる部分は角閃岩相より緑簾石-角閃石片岩相に変化せるものであろう。又榴輝岩中のチタンは輝石成分に入らず金紅石或はチタン鉄鈹を生成する事が普通で、金紅石の成生は容量の縮少とも関係がある¹⁾。

榴輝岩が低下変成作用により本岩と同様種々の岩相を示す例は Allabin (Zermatt)²⁾ や Glenelg (Invernessshire) の榴輝岩にも見られ、Eskola³⁾ は柘榴石角閃岩にも榴輝岩より変成せるものがあることを述べて居る。

榴輝岩の産状並に成因に関し Eskola²⁾ は次の如く分類して居る。即ち (1) 岩漿の初生分結物としてキンバレー岩や玄武岩中に包裹せらるゝもの。(2) ダン楸斃岩や蛇紋岩中に墨流状或は縞状に含まれ、母岩と同時成生の岩漿源のもの。(3) ミグマタイト質片麻岩又は花崗岩中にレンズ状包裹物として産するもの。(成因には Eskola, Fiedler, Backlund 等の種々の説がある。)(4) 角閃岩や雲母片岩と共に層状或は縞状に産し、余り深くない場所で構造運動に関係して生成せるもの。

東赤石山のものは楸斃岩中にレンズ状に互層をなして含まれ、母岩成生後進入せるpegmatite質脈と考えられている⁴⁾。本岩は原産状不明のものであるが、外觀は寧ろ柘榴石角閃岩の或者と類似し、吉野川上流の三波川系角閃岩或は角閃石片岩等の間に成生せるものではなからうか。即ち地殻の極深所で高压により成生したものではなく、東部アルプスの榴輝岩の如く⁵⁾ 構造運動に関係し、余り深くない場所で偏圧の増大により基性乃至超塩基性火成岩⁶⁾ が局部的に異常に反応を促進された結果成生せるものと如く考えられる。

本岩は鈴木醇教授に支給された學術振興會補助金による四国東部の別子式銅鈹床調査の際に採取せるもので、此好機会を与えられ、且本岩の榴輝岩として興味あるものであることを御政示下された鈴木醇教授に対し深甚の謝意を表する。又本岩の顯微鏡図を描写下さつた鈴木淑夫学士に厚く感謝するものである。

1) 前 掲

2) A. Harker; Metamorphism 307—311, 1932

3) 前 掲

4) 前 掲

5) 前 掲

6) 前 掲

地質圖の作製に關する幾何學的考察 (I)

(層界線の合理的作図法) (1)

Geometrical consideration on the construction
of geological maps (I)

(Rational construction of formation boundaries) (1)

舟 山 裕 士 (Yushi Funayama)

Abstract: Geological maps are very important not only for the basis of geology, but also for the studies of stratigraphy and fuel deposits, especially in exploring and developing coal-fields or oil-fields. Therefore, the construction of geological maps should be done with all caution. And yet, conventional methods of mapping have some errors and so unreasonable, because of no consideration on the types of folding which the strata form according to their natures.

Here the writer proposes the rational methods for (1) tangent method, (2) hypotenuse method and (3) combination method, geometrically considering the types of folding.

緒 言

地質圖の合理的な作製は、地質學上の基本的な問題たるのみならず層位學的燃料鉞床學的研究上極めて重要な位置を占めるもので、殊に key bed や炭層の追跡或いは炭田油田に於ける試験及び開發等に与える影響は甚大である。然るに、各測點に於ける地層の傾斜角が異なる場合、從來屢々慣用されて來た如く相隣れる測點の傾斜角を考慮せず各々の位置に於ける傾斜角によつてのみ層界線を描けば、地形の高所或いは低所に至つて各層界線の間隔は異狀に縮小又は擴大し、極端な場合には層界線が交叉する様な不合理を生ずる。此れは、地層がその性狀に従つて特定の褶曲型をとると云う事實を無視した作図法に依る結果で、此れによつて生ずる誤差は輕視し得ないものがある。

筆者は此處に、此れを幾何學的に考察し合理的と思われる作図法の試案を述べて、諸賢の御批判を乞ふ次第である。

基 本 的 作 圖 法

地層は、その固有の性狀に従つて並行褶曲¹⁾を成すものと等形褶曲を形

岩石礦物漢床學會誌第 36 卷第 2 號昭和 27 年 5 月

1) 「撓み」による撓曲型 (bending type) をも含める。

成するものと大別されるが、¹⁾ 地質図の作製もその地層の褶曲型に適応した作図法である事が必要である。

I. 地層が並行褶曲をなす場合²⁾ (A)

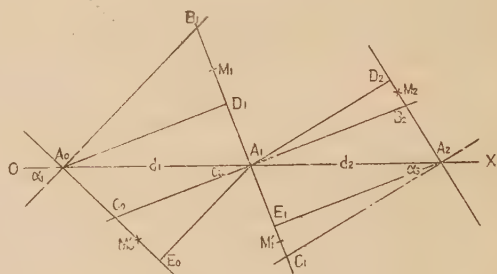
並行褶曲地層の層厚：並行褶曲をなす地層に於いては、(1) 成層面或いは地層の界面を示す曲面は互いに並行性を保ち、(2) 地層の傾斜角線に直角なる方向 (即ち地層面に対する法線の方角) に測られた層厚は常に同値であると共に、(3) その方向に於ける地層の傾斜は不変である、と云う特性を有して居るが、作図に當つては此の条件を満足せしめる様な作図法に依らねばならない。

此の場合問題となつて来るのは地層の層厚であるが、筆者は此の機会を借りて此処に次の様な層厚の理論的算定法式を新たに提示する³⁾。即ち第一図に於いて、基準線⁴⁾ OX 上の測点 A_0, A_1, A_2, \dots に於ける傾斜角を夫々 $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots$ とする。

各測点に於いて夫々の傾斜角線に対する法線を引き、それが相隣れる測点に於ける傾斜角線との交点を図の如く B_1, B_2, C_0, C_1 とし、次に各測点より相隣れる測点の傾斜角線に対する法線上に垂線を下しその脚を図の如く夫々 D_1, D_2, E_0, E_1 とする

今測点 A_0 及び A_1 に於いて、両測点間の層厚は明らかに $A_0 E_0$ 及び $A_1 B_1$ より大なる事は無く、又 $A_0 C_0$ 及び $A_1 D_1$ より小になる事は無い。然るに $\alpha_1 > \alpha_2$ とすれば $A_1 B_1 > A_0 E_0$ 、 $A_0 C_0 > A_1 D_1$ となり、従つて $A_0 A_1$ 間の層厚を t_1 とすれば $A_1 B_1 > A_0 E_0 > t_1 > A_0 C_0 > A_1 D_1$ の関係が生じ、 t_1 は $A_0 E_0$ より小で $A_0 C_0$ よりは大なる値を有する事になる。故に t_1 は、

第一図



1) E. L. Ickes: Econ. Geol. Vol. 18. 579~591, 1923

高橋純一: 岩礦 19 卷, 2 号。

2) 強褶曲を有する地層。例へば頁岩質頁岩、硬質砂岩、或る種の凝灰岩等は屢々並行褶曲を成する。又並行褶曲をなす地層も褶曲に於いては並行性を失われて等形褶曲と交代するもので、主として浅層褶曲に属する。

3) 此の方法に就いて、鈴木光昭氏 (東北大・理・岩) は誤差上より吟味を加へ他の方法に於いて最も合理的なる事を語っている。

4) 地平線に平行な直線とする。

理論的に $A_0 E_0$ と $A_0 C_0$ との平均値で表わす事が出来る。

$$t_1 = \frac{A_0 E_0 + A_0 C_0}{2} \dots\dots\dots (1)$$

即ち図に於いて $C_0 E_0$ の中点を M'_0 とすれば $A_0 M'_0$ が A_0, A_1 二測点間の層厚となり、測点 A_1 を通る層界線は M'_0 を通過する。又 $A_1 B_1$ 上に $A_0 M'_0$ に等しく $A_1 M_1$ をとれば、 M_1 は測点 A_0 を通る層界線の通過点となる。

次に測点 A_1 及び A_2 に於いて $\alpha_2 > \alpha_1$ とすれば、 $A_1 A_2$ 間の層厚 t_2 は $A_1 C_1 > A_2 D_2 > t_2 > A_2 B_2 > A_1 E_1$ の関係が生じ、 t_0 は $A_2 D_2$ と $A_2 B_2$ との平均値で示される。

$$t_2 = \frac{A_2 D_2 + A_2 B_2}{2} \dots\dots\dots (2)$$

従つて上述の事より、二測点間の層厚は大なる傾斜角を有する方の傾斜角線に対する法線上に於いて測定する、と云う条件が生ずるわけである。

今 A_0, A_1 及び A_1, A_2 間の水平距離を夫々 d_1, d_2 とすれば、(1) 式に於いて $A_0 E_0 = d_1 \cdot \sin \alpha_1$, $A_0 C_0 = d_1 \cdot \sin \alpha_2 / \cos (\alpha_1 - \alpha_2)$ で表わされる故

$$t_1 = \frac{d_1}{2} \left\{ \sin \alpha_1 + \frac{\sin \alpha_2}{\cos (\alpha_1 - \alpha_2)} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

(2) 式に於いて $A_2 D_2 = d_2 \cdot \sin \alpha_3$, $A_2 B_2 = d_2 \cdot \sin \alpha_2 / \cos (\alpha_3 - \alpha_2)$ なる故

$$t_2 = \frac{d_2}{2} \left\{ \sin \alpha_3 + \frac{\sin \alpha_2}{\cos (\alpha_3 - \alpha_2)} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

となる。従つて、一般に測点 A_{n-1} と A_n 間の層厚 t_n は次の式を以つて表わす事が出来る。即ち、測点 A_{n-1} に於ける傾斜角を α_n , A_n に於ける傾斜角を α_{n+1} とすれば

1) $\alpha_n > \alpha_{n+1}$ なる場合

$$t_n = \frac{d_n}{2} \left\{ \sin \alpha_n + \frac{\sin \alpha_{n+1}}{\cos (\alpha_n - \alpha_{n+1})} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

2) $\alpha_{n+1} > \alpha_n$ なる場合

$$t_n = \frac{d_n}{2} \left\{ \sin \alpha_{n+1} + \frac{\sin \alpha_n}{\cos (\alpha_{n+1} - \alpha_n)} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

以上は測点が同一基準線上にある基本的な場合であるが、次に各測点が異高距にある時には並行褶曲の特性¹⁾を利用して同一基準線上に置き換へ

1) 地層の傾斜角線に対する垂線の方角に於ける地層の傾斜は一定

既述の方法によつて得られた値に高度の補正を行えばよい。即ち第二図に於いて、異高距にある測点 A_0, A_1 に於ける傾斜角を夫々 α_1, α_2 とし、 A_0 を通る基準線を OX とすれば、測点 A_1 に於ける傾斜角線に対する垂線が OX と交わる点 A'_1 は OX 線上に換置された A_1 の測点を示す。故に A_0, A'_1 間の距離を d_1 で表わせば A_0, A'_1 間の地層の層厚 t_1 は (5) 式より

$$t_1 = \frac{d_1}{2} \left\{ \sin \alpha_1 + \frac{\sin \alpha_2}{\cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \right\} \quad (\text{但し } \alpha_1 > \alpha_2)$$

今測点 A_0 と A_1 間の高距差を H_1 とすれば、その補正值 $A_1 A'_1 = H_1 \cdot \sec \alpha_2$ なる故、測点 A_0 と A_1 間の層厚 T_1 は次の式によつて与えられる。即ち

$$T_1 = \frac{d_1}{2} \left\{ \sin \alpha_1 + \frac{\sin \alpha_2}{\cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \right\} - H_1 \cdot \sec \alpha_2 \dots \dots (7)$$

但し、 A_0 と A_1 間の水平距離を R_1 とすれば (7) 式の $d_1 = R_1 + H_1 \cdot \tan \alpha_2$ で示されるものである。

従つて、異高距にある測点 A_{n-1} と A_n 間の層厚 T_n を求める一般式は次の様になる。

1) $\alpha_n > \alpha_{n+1}$ なる時

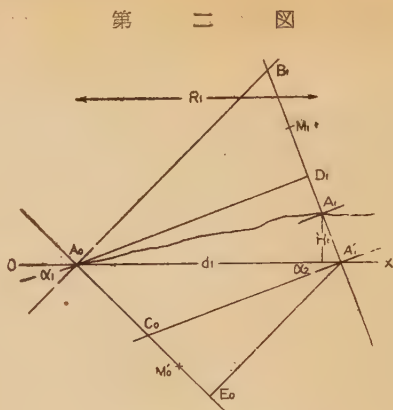
$$T_n = \frac{d_n}{2} \left\{ \sin \alpha_n + \frac{\sin \alpha_{n+1}}{\cos(\alpha_n - \alpha_{n+1})} \right\} \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots \dots (8)$$

2) $\alpha_{n+1} > \alpha_n$ なる時

$$T_n = \frac{d_n}{2} \left\{ \sin \alpha_{n+1} + \frac{\sin \alpha_n}{\cos(\alpha_{n+1} - \alpha_n)} \right\} \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots \dots (9)$$

但し、(8) 及び (9) 式に於いて $d_n = R_n \pm H_n \cdot \tan \alpha_{n+1}$

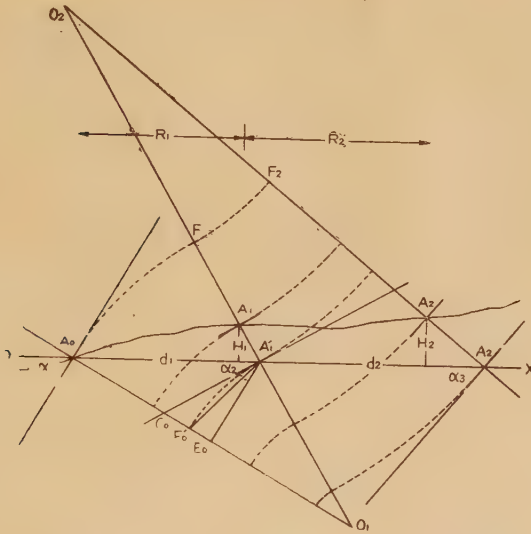
以上は地層の理論的な層厚を求むる計算式であるが、実際の作図に當つては Busk に依る切線弧群を使用する方法¹⁾が作図上の誤差範囲を出でず近似法として有効である。此の方法による断面図の作製は、第三図に於いて A_0, A_1, A_2 を各測点とし夫々の傾斜角を $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ で表わす。今各測点



1) H. G. Busk: Earth Elexures. Chap. 3, The geometrical construcion of earth flexures in geological section.

に於いてその傾斜角線に対する垂線を引き、 A_0 及び A_1 に於けるそれらの

第 三 図



交点を O_1, A_1 と A_2 に於けるものを O_2 とし、次に O_1, O_2 を中心として相隣れる法線間に於いて夫々の測点迄の長さを半径として図の如く同心弧群を画いて行く方法である。此の切線弧群法に依る地層の厚さは、筆者の計算に依れば次の式によつて与えられる¹⁾。即ち、測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける傾斜角を α_n, α_{n+1} 、高距差を H_n 、 A_{n-1} と A_n 間の水平距離を R_n 、測点 A_n を基準線上に換置した点より測点 A_{n-1} 迄の距離を d_n 、層厚を T_n とすれば

$$T_n = d_n \cdot \frac{\cos \alpha_{n+1} - \cos \alpha_n}{\sin (\alpha_n - \alpha_{n+1})} \pm H_n \cdot \sec \alpha_{n+1} \dots \dots (10)$$

$$\text{但し } d_n = R_n \pm H_n \cdot \tan \alpha_{n+1}$$

此処に、筆者の理論的計算法と此の切線弧群法との違いは、第三図に於いて A_0, A'_1 間の層厚を求める場合に、前者は $C_0 E_0$ の中点を探るに対し後者は $\angle C_0 A'_1 E_0$ の二等分線²⁾ と直線 $C_0 E_0$ との交点を採用する³⁾ とこ

- 1) 但し $\alpha_n \neq \alpha_{n+1}$ の場合とする。
- 2) $\angle C_0 A'_1 F'_0 = 90^\circ - \angle O_1 A_1 F'_0$; $\angle E_0 A'_1 F'_0 = 90^\circ - \angle O_1 F'_0 A'_1$ 然るに $\angle O_1 A'_1 F'_0 = \angle O_1 F'_0 A'_1$ 故に $\angle C_0 A'_1 F'_0 = \angle E_0 A'_1 F'_0$
- 3) 此の場合は、前者に於ける如く傾斜角による制約は受けない。

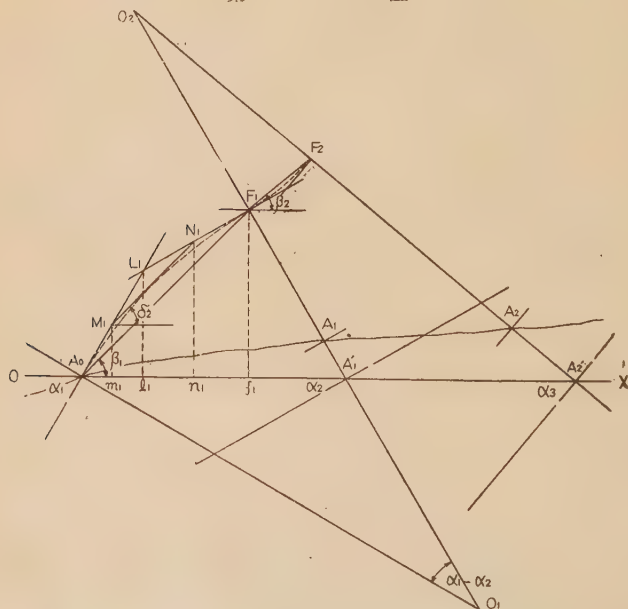
ろにある。即ち此れの理論的層厚に対する誤差は第一表に示す如く，兩測点間の角度差が甚しく大ならざる限り¹⁾ 僅少である。

第 一 表

αa $\alpha a - \alpha b$	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°
10°	0 %	0 %	0 %	0 %	0.1%	0.1%	0.2%
20°	0.1%	0.2%	0.3%	0.5%	0.8%	1.4%	/
30°	0.4%	0.8%	1.4%	2.5%	3.7%	/	/
40°	1.0%	2.4%	4.2%	7.2%	/	/	/
50°	2.5%	6.0%	11.4%	/	/	/	/

作圖法 A：實際の地質図の作製に當つては，作図上の誤差範囲を出ない比較的簡単な切線弧群法に基く作図を行つて差支えない²⁾。

第 四 図



- 1) 同じ角度差でも互いに傾斜角を増大するにつれて誤差は減少する。尙近距離に於て角度差が著しく異なる場合は，伏在断層その他の地質現象を考慮せねばならぬ。
- 2) 筆者の新たな提示による方法は理論的層厚を算出するのに必要であるが，その曲線は一般に複雑な曲線を描くため，地質図上への層界線の表示も又極めて煩雑な手数を必要とし，図学上の範圍外に属する。

第四図に於いて OX を基準線、 A_0, A_1, A_2 を各測点、 $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ を夫々 A_0, A_1, A_2 に於ける地層の傾斜角、 O_1 を A_0 及び A_1 に於ける地層の傾斜角線に対する各々の垂線の交点、 O_2 を A_1 及び A_2 に於ける同様な垂線の交点、 A'_1 及び A'_2 は測点 A_1, A_2 を夫々基準線上に移した点とし、 F_1, F_2 を A_0 を通る層界線が A_1 及び A_2 に於ける傾斜角線に対する垂線上を通過する点とすると、此れより述べようとする何れの作図法に於いても先づ点 F_1, F_2, \dots を図上に求める事が先決問題である。

今 $\angle F_1 A_0 A'_1 = \beta_1$ とすると

$$\beta_1 = \angle F_1 A_0 O_2 - (90^\circ - \alpha_1)$$

$$\text{然るに } \angle F_1 A_0 O_1 = \frac{1}{2} (180^\circ - \angle A_0 O_1 A_1) = \frac{1}{2} \{ 180^\circ - (\alpha_1 - \alpha_2) \}$$

$$\text{故に } \beta_1 = \frac{1}{2} (\alpha_1 + \alpha_2)$$

従つて点 F_1 は、測点 A_0 を通りしかも地層と同方向に β_1 の傾斜角を有する直線と測点 A_1 に於ける傾斜角線に対する垂線の交点として求められる次に直線 $F_1 F_2$ が OX との成す角を β_2 とすれば、 $\beta_2 = \frac{1}{2} (\alpha_2 + \alpha_3)$ となる故、 F_1 より地層と同方向に引いた β_2 の傾斜角を有する直線と測点 A_2 に於ける傾斜角線に対する垂線との交点が即ち F_2 である。然るに F_1 は図上に於いては、測点 A_0 を通り地層と同走向を有し且同じ方向に β_1 なる角度で傾斜する平面 (β_1 面と呼ぶ) と、測点 A_1 に於いて地層と同走向のそれに直交する平面 (α'_2 面) 及び地形面との交点として求められ、 F_2 は F_1 を通り β_1 面と同性質で β_2 の傾斜角を有する平面 (β_2 面) と、 A_2 に於いて α'_2 面と同性質の平面 (α'_3 面) 及び地形面との交点として求められる同様にして F_3, F_4, \dots を図上に求めて行く事が出来る。即ち第五図及び第七図に於いて、先づ A_0 を通る β_1 面と地形面との交線を求め、次に A_1 を通る α'_2 面と地形面との交線を画けば、その両者の交点が求める点 F_1 である。次いで、 F_1 より β_2 面と地形面との交線を、 A_2 より α'_3 面と地形面との交線を画けばその二線の交点が F_2 となる¹⁾。

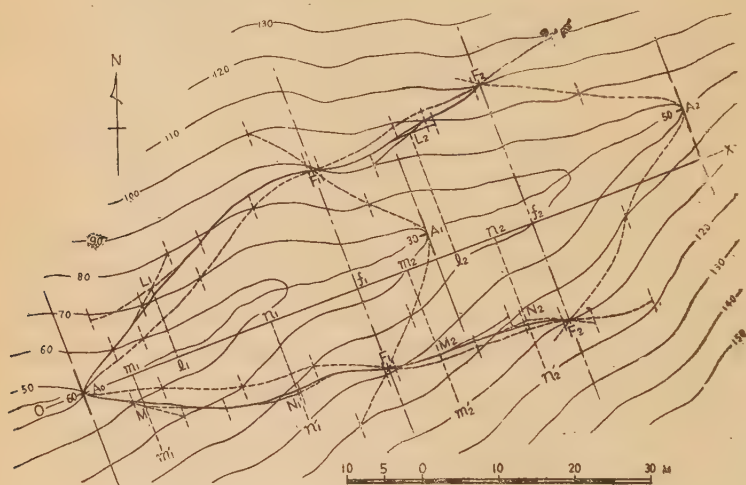
1) 切線圖法；此れは円弧に代るに切線群を以つてする方法で、切線の数多くするに従つて円弧に近い曲線を描き得るもので、その切線の数により次の方法がある。

a) 二切線法；二本の切線を用いる簡単な方法で、第五図 (上部) に於いて前述の方法により点 F_1 が求められたとする。先づ $A_0 F_1$ 間に於いて、

1) 二測点間の距離が大であつたり或いは低地形の場合には二線が交わらない事があるが、此の場合の操作については後述する。

A_0 より α_1 , F_1 より α_2 の傾斜角を有する層面と地形面との交線を左右より画いて行きその交点を L_1 とすると, $A_0 L_1 F_1$ が即ち層界線となるわけであるが, L_1 附近に於ける彎曲度を補正して¹⁾ 図に示す実線の様な円滑

第五図



な曲線が得られる。此の場合第四図に於いて, L_1 及び F_1 より OX に垂線を下しその脚を l_1, f_1 とすれば $A_0 L_1 = L_1 F_1$ なる故 $A_0 l_1 : l_1 f_1 = \cos \alpha_1 : \cos \alpha_2$ の関係がある。故に第五図に於いて, 測点 A_0 より走向に直角な直線 OX を引き, L_1 及び F_1 より夫々 OX に垂線を下してその脚を l_1, f_1 とすれば, $A_0 f_1$ は点 l_1 に於いて $\cos \alpha_1 : \cos \alpha_2$ の比に分割されるものである。 $F_1 F_2, F_2 F_3, \dots$ 間の層界線も $A_0 F_1$ に於けると同様な操作を行つて求め得る。

b) 三切線法; 三本の切線を使用する方法で, 第四図に於いて弧 $A_0 F_1$ の中点を切点として切線を引き $A_0 L_1, L_1 F_1$ との交点を夫々 M_1, N_1 とし, 直線 $M_1 N_1$ が OX との成す角を δ_2 とすれば, 此の場合は $\delta_2 = \beta_1$ となる次に M_1, N_1 より夫々 OX に垂線を下しその脚を m_1, n_1 とすると,

$$A_0 m_1 : m_1 n_1 : n_1 f_1 = \cos \alpha_1 : 2 \cos \frac{1}{2} (\alpha_1 + \alpha_2) : \cos \alpha_2 \dots \dots \dots (12)$$

故に第五図(下部)に於いて, $A_0 f_1$ を(12)式によつて与えられる比率に三分して OX 上に点 m_1, n_1 を求め, m_1 及び n_1 より夫々 OX に垂線 $m_1 m'_1, n_1 n'_1$ を立てる。次に A_0 より α_1 の傾斜角を有する層面と地形面との

1) 内接する様な曲線を以つてする。

交線を描き $m_1 m'_1$ との交点を M_1 とする。 M_1 より $\frac{1}{2} (\alpha_1 + \alpha_2)$ の傾斜角の層界線を描き $n_1 n'_1$ との交点を N_1 とし、 N_1 より α_2 の傾斜角の層界線を求めて行けばそれは F_1 を通過する筈である。故に M_1, N_1 附近の彎曲度を補正すれば層界曲線 $A_0 F_1$ が求められる。次に、 $F_1 F_2$ 間の層界線も $A_0 F_1$ 間に於けると同様な操作を行えばよい。即ち、 F_2 より OX に垂線を下してその脚を f_2 とし、次に $f_1 f_2$ を $\cos \alpha_2 : 2 \cos \frac{1}{2} (\alpha_2 + \alpha_3) : \cos \alpha_3$ の比率に分割して OX 上に点 m_2, n_2 を求め、 m_2 及び n_2 より夫々 OX に垂線 $m_2 m'_2, n_2 n'_2$ を立てる。 F_1 より $m_2 m'_2$ に交わる M_2 点迄は α_2 、それより $n_2 n'_2$ に至る迄即ち N_2 点迄は $\frac{1}{2} (\alpha_2 + \alpha_3)$ 、 N_2 より α_3 なる傾斜角の層界線を書いて行き、次いで M_2, N_2 附近の彎曲度を補正する。 $F_2 F_3, F_3 F_4, \dots$ の間に於いても同様。

c) 多切線法；此れは四切線、五切線或いは六切線と多数の切線を採用するもので、作図法は前述の方法と全く同様な操作を行えばよいが、此の場合の各切線の傾斜角は次の (13) 式により与えられる。即ち、今測点 A_{n-1} と A_n とに於ける地層の傾斜角を夫々 α_n, α_{n+1} とすれば

$$\delta_x = \frac{(m-x) \alpha_n + (x-1) \alpha_{n+1}}{m-1} \dots\dots\dots (13)$$

$$\text{但し} \begin{cases} \delta_x = x \text{ 番目の切線の傾斜角} \\ m = \text{切線の数} \\ x = F_{n-1} \text{ 点より数えた } ^1) \text{ 切線の順位 (番号)} \end{cases}$$

尚、 f_{n-1} と f_n との間は m 箇に分割されるわけであるが、 m の各々の長さを F_{n-1} 側より $a_1, a_2, a_3, \dots, a_m$ とすると、 $f_{n-1} f_n$ は

$$a_1 : a_2 : a_3 : \dots : a_{n-1} : a_m = \cos \delta_1 : 2 \cos \delta_2 : 2 \cos \delta_3 : \dots : 2 \cos \delta_{m-1} : \cos \delta_m \dots\dots (14)$$

の割合に割られる。

2) 弦 圖 法；此れは弦をもつて円弧に換えるもので、弦の数に依り次の方法がある。

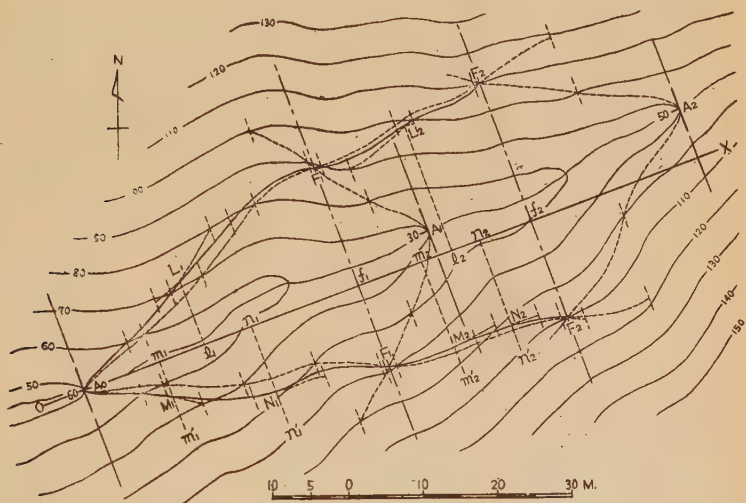
a) 一弦法及び二弦法；一弦法は、第四図及び第六図に於いて直線 $A_0 F_1, F_1 F_2$ を以つて直接層界線とする方法で、従つて此の場合は点 F_1, F_2, \dots を求め乍ら層界線が画かれて行く最も簡単な方法である。

次に二本の弦を用いる二弦法は、第六図に於いて弧 $A_0 F_1$ の中点を L_1 とし直線 $A_0 L_1, L_1 F_1$ が基準線 OX との成す角を夫々 γ_1, γ_2 とすると、

1) $n=1$, 即ち測点 A_0, A_1 間の場合は A_0 より

合, L_1 及び F_1 より $OX^{1)}$ に垂線を下しその脚を l_1, f_1 とすれば $A_0 l_1 : l_1 f_1 = \cos \gamma_1 : \cos \gamma_2$ の関係が成立する。以下同様の操作に依り $F_1, F_2, F_2, F_3, \dots$ 間の層界線を求め得る。

第 七 図



b) 三弦法; 円弧 $A_0 F_1$ を三等分する弧上の点を M_1, N_1 とし, 弦 $A_0 M_1, M_1 N_1$ 及び $N_1 F_1$ の傾斜角を夫々 $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ とすれば

$$\gamma_1 = \alpha_1 - \frac{1}{6} \angle A_0 O_1 F_1 = \alpha_1 - \frac{1}{6} (\alpha_1 - \alpha_2) = \frac{1}{6} (5\alpha_1 + \alpha_2)$$

$$\gamma_2 = \beta_1 = \frac{1}{2} (\alpha_1 + \alpha_2) \quad \dots (i6)$$

$$\gamma_3 = \alpha_2 + \frac{1}{6} \angle A_0 O_1 F_1 = \frac{1}{6} (\alpha_1 + 5\alpha_2)$$

尚, 弦 $A_0 M_1, M_1 N_1$ 及び $N_1 F_1$ が OX 上に投影する長さを夫々 b_1, b_2, b_3 とすれば

$$b_1 : b_2 : b_3 = \cos \gamma_1 : \cos \gamma_2 : \cos \gamma_3 \quad \dots (17)$$

の関係がある。

故に第七図 (下部) に於いて, 既述の方法によつて求めた F_1, F_2 より OX に下した垂線の脚を f_1, f_2 とする。 $A_0 f_1$ を A_0 側より (17) 式により与えられる比率に分割して OX 線上に点 m_1, n_1 を求め, m_1 及び n_1 より

1) 測点 A_0 を通り走向に直角な直線。

OX に垂線 $m_1 m'_1, n_1 n'_1$ を立てる。次に A_0 より (16) 式より求めた傾斜角 γ_1 の層面と地形面との交線を描き $m_1 m'_1$ との交点を M_1 とする。続いて M_1 より γ_2 なる傾斜角の層界線を描き $n_1 n'_1$ との交点を N_1 とし、 $N_1 F_1$ の間は γ_3 の傾斜角で書いて行けば求める層界線 $A_0 M_1 N_1 F_1$ が得られる。 $F_1 F_2, F_2 F_3, \dots$ に就いても同様此の操作を繰返せばよい¹⁾

c) 多弦法；多切線法の場合と同様に多数の弦を以つて円弧に近似な層界線を描かうとするもので、作図法は上述の二弦法、三弦法の場合と同じ操作を行えばよいが、此の作図法に依る時の各弦の傾斜角は次の (18) 式により求められる。即ち、測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を夫々 α_n, α_{n+1} とすれば

$$\gamma_x = \frac{(2m-y) \alpha_n + y \cdot \alpha_{n+1}}{2m} \dots\dots\dots (18)$$

$\gamma_x = x$ 番目の弦の傾斜角

$$\text{但し} \begin{cases} m = \text{弦の数} \\ y = 2x - 1 \\ x = F_{n-1} \text{ 点より数へた } 2) \text{ 弦の順位 (番号)} \end{cases}$$

次に、各弦が基準線 OX 上は投影する長さを F_{n-1} 側より $b_1, b_2, b_3, \dots, b_m$ とすれば、それ等の間には次の関係がある。即ち

$$b_1 : b_2 : b_3 : \dots : b_{m-1} : b_m = \cos \gamma_1 : \cos \gamma_2 : \cos \gamma_3 : \dots : \cos \gamma_{m-1} : \cos \gamma_m \dots\dots\dots (19)$$

故に、 f_{n-1} と f_n との間を (19) 式により与えられる比率に分割して各弦の活動範囲を定めればよい。

3) 併合圖法；切線図法に於いても或いは弦図法に於いても、その切線又は弦の数を増加する事によつて誤差を減少して行く事が出来るが、両者の画く曲線は實際に示す層界線の外廓線と内廓線との関係にある。故に両図法を結合する事によつて、より精度の高い層界線を求め得るものである。尙此の併合図法を採用するに當つて両者間に一定の結合の仕方がある。それは採用する切線の数を m とすれば、 m 切線図法とは $(m-1)$ 弦図法を組合わす事である。即ち、二切線法とは一弦法、三切線法とは二弦法、 $\dots\dots$ が結合される。

故に併合図法に依る作図に當つては、先づ地質圖の縮尺、傾斜角の差、

- 1) 弦図法に於ける場合の点 L, M, N, \dots 附近の角張りは切線図法に於けるよりも少なく補正を必要としない場合が多いが、若し必要とあらば切線図法の場合と異なり L, M, N, \dots 点は眞の層界線上の点なる故、補正はその点の左右に於ける彎曲度について行わすべきである。
- 2) $n = 1$ の時は A_0 より

測点間の距離等に応じて採用すべき組合せを決定して既述の方法に依り各々の曲線を求め、次に両曲線の間を通る曲線を書いて層界線と成すものである。此の場合上述の結合の仕方に従えば、切線図法による曲線と弦図法による曲線とは画かるべき二測点間に於いて $(m-2)$ 箇所で相接するが此等の点は総て円弧上即ち真の層界線上に位置する故、各々の切点間に於いて両曲線に対する間曲線を画けばよいことになる。

此の併合図法は最も合理的な作図法で、少数の切線及び弦の組合せに依つても、特別の場合を除いて精度のよい層界線を描く事が出来るものである。

尚、基点より低部への作図に於いても、上述の関係式は何れも成立する故その操作は全く同様である¹⁾。(未完)

關門地方中生代の凝灰質岩石に就いて (第2報)

On the Mesozoic tuffaceous rocks in Kammon District (II)

応 地 善 雄 (Yoshio, Ohji)

Abstract The Mesozoic red and green rocks, distributed in the southern district of Kokura and Yahata City, are belonged to the Kammon group and are subdivided into two subgroups; Wakino (lower beds, narrowly spreaded) and Shimonoseki (upper, wide).

His geological, microscopical and chemical analytical observations on these rocks suggest the next results as followed;

1, Difference between above two subgroups is not largely expressed. Almost of these rocks show the so-called common clastic structure and corresponds the resemble rocks in Moji district.

2, But they are tuffaceous rocks or tuffite on the point of bearing plenty andestic rock fragments, etc. On other words, they have some relation with igneous action.

3, Also, discussing from the view of igneous action, the authour emphasizes to pay attention into the so-called Yahata beds.

4, After all, these red and green rocks in this district are tuffaceous and partly normal sedimentary, and play a more large parts as the key beds for Mesozoic group than as igneous action.

5, Genetic explain on red and green color of these rocks is not yet enough.

岩石礦物礦床學會第36卷第2号昭和27年5月

- 1) 即ち、基点より高所への層界線には地層の傾斜と反対方向にある測点群が関与し低所への層界線の場合は同方向の測点群が関係するものである。

I 序

小倉市、八幡市南方の中生層の大部分は所謂関門層群に屬するものであり、地質の詳細に就いては太田学士の報告がある¹⁾。この地区の地質は略門司、下関地区と同様であるが²⁾、小倉市合馬附近を東西に走つて稍大規模な出を示す花崗斑岩類と、八幡市山路、荒生田附近に広汎に分布する、石英安山岩質凝灰岩、珪長斑岩 (felsophyre?) 角閃安山岩等及びそれらの凝灰岩層よりなる地層とは特異である。後者は南朝鮮の仏国寺統に相当すると考えられている。この中生層の基底部は脇野中部層に相当するものと如く、顕著な基底礫岩を以て右生層に不整合に接することは門司地区の場合と同様である。下関亞層群はこの地域に於て分布狭く、僅かに小倉市小熊野周辺に露出するにすぎない。之は彦島地域の最下部層に相当すると考えられる。前者との境界甚だ不明瞭であるが、見掛上整合的である。小倉市、八幡市の南方地区の之等の兩亞層群に、重要な層序上示準層の役割を演ずる赭色及び綠色岩石 (所謂輝綠凝灰岩) に就いて第1報³⁾と同様の立場から略述したい。

II 赭色及び綠色岩

この地域では、赭色及び綠色岩石は大別して下部より次の三つの層位に産する。

(イ) 脇野亞層の最下部層 (脇野中部層) (ロ) 同最上部層 (ハ) 下関亞層群

何れも肉眼的に石灰質緻密な岩石で、時に砂質及び礫質となり綠色及び赭色部が、鋭い又は不規則な境界で共存する。之は他の地域のものと同様であり成層の縞が比較的明瞭である。夫々は肉眼的に類似した外観を呈して区別は困難である。このことは前報の関門地区の場合と著しく異なる。顕微鏡下に於ても多少の相違を示すにすぎず、且つ産狀 (例えば随伴する安山岩、安山岩質凝灰岩層等) より類別せられるにすぎない。

脇野亞層群の最下部層⁴⁾のものは本地域の中世層の基底礫岩として径10cm以下の石灰岩、赭色チャート、玢岩、黑色頁岩等の円或は角礫を有する。この礫の大きさは門司地区のものと異り大形であり、添田線石原町西方の戸ヶ崎トンネル西側に標式地がある。この層は約3~5m毎に

1) 太田喜久、長谷見、松本達郎、井上正昭；小倉・八幡南方の中生界；昭26年4月学会講演。

2) 上田、松本、應地外；関門地区の中生界、同上。

3) 應地善雄；関門地方中生代の凝灰質岩石に就いて (第1報)

4) 脇野中部層に相当する。太田喜久他；前出。

緑褐色を呈する。一部に約 5mm 径に及ぶ黄鉄礦立方体を有するが、之は綠色部である。顕微鏡下に之を見れば普通の碎屑構造を呈し、その構成礦物は石英、斜長石、輝石、白雲母、磁鉄礦で其の他不純な雲母狀礦物、楕石及び方解石よりなる。之等の他に褐色岩には多量の赤鉄礦の微粒、綠色岩には鱗片狀の緑泥石片を有して、夫々その岩石の色を構成している。このことは他の地域のものと同様である。rock fragment は安山岩、玻璃質岩石及び少量の砂岩、頁岩を有する。従つて、この岩石は火山岩質岩石片が比較的多く認められることゝ、礦物片の形より、その粒度に応じ、凝灰質頁岩、砂質頁岩、更に砂岩等と稱すべきであらうか。

(ロ) 同最上部層¹⁾のものは、小倉市平原、西谷、北方山中に分布するものであり、前者と同様の外観、産狀を呈する。構造も普通の碎屑構造を呈し、構成材料も同様であるが、前者と異なり含有する岩石片として、多量のチャート及び砂岩、頁岩の如き非火山性岩石が含まれている点及び前者に比して約 1.5~10m 毎に砂質岩、頁岩質岩石が互層して、普通の堆積岩としての性質が顕著である点より綠色及び褐色頁岩、砂岩と稱すべきであらう。

(ハ) この地の下関亞層群に屬するものは、同様の外観及び顕微鏡的の性質、産狀を呈し、全く協野亞層群中のものと区別し難いが、特に所謂火山碎屑構造を呈し、斜長石の破碎片を多量に含み、チャート、頁岩等の非火山性岩石片の含量が極めて少ない等、この地区では下関地区の凝灰岩の性質に最も酷似するものが多い。然しその分布は小熊野、山路の南方等比較的狭い上に、顕著な不整合關係を見出し得ない為に、この岩石の性質のみで層準を決定しがたい。尙研究の余地がある。

III 化 學 組 成

前記の層序的にみた 3 種の褐色及び綠色(凝灰質)岩石の化学分析の結果を次表に示す。

更にこの結果より Ossan's system に従つて図示すれば第 1~2 図が与えられる。この三角表に於ては、比較の為に前報に載けた結果の外に、更に岡山県稻倉地方¹⁾の同様褐色岩 (No 7) を加えている。

之等の結果より次の事柄が考察される。(a) 本地区の綠色及び褐色岩は、門司地区及び稻倉附近²⁾のものと最も類似した値を示す。それは産狀、顕微鏡的にも類似する。従つて直接火山活動に由來するものと考えことは

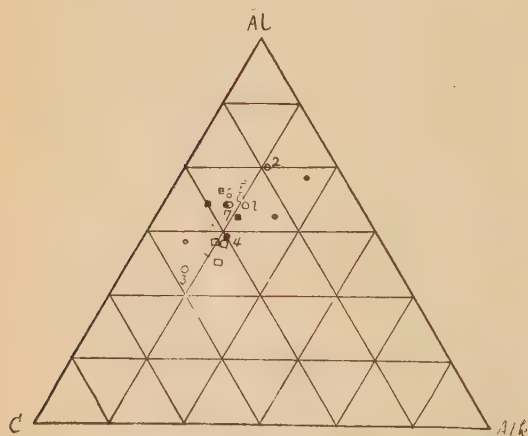
1) 協野上部層にあたる、太田喜久他；前出

2) 標本は太田喜久氏の好意に依る。

Chemical compositions of tuffaceous rocks in this district.

No.	1	2	3	4	5	6	7
Loc.	小倉市長野尾		小倉市平原西方		小倉市恵里		岡山県稻倉
Name	Green tuffaceous shale	Red tuff. shale	Green sandy shale	Red sandy shale	Green tuff. shale	Red tuff. shale	Red tuff. shale
SiO ₂	62.13	60.09	62.00	62.83	57.99	61.55	61.25
TiO ₂	0.78	0.67	0.53	0.64	0.65	0.75	0.78
Al ₂ O ₃	14.84	17.84	12.10	14.42	16.30	14.77	15.90
Fe ₂ O ₃	3.81	5.12	4.33	5.04	5.46	5.72	4.05
FeO	2.99	3.63	2.32	1.77	3.63	1.95	2.01
MnO	0.03	0.65	0.06	0.06	0.11	0.09	0.03
MgO	4.25	2.36	2.39	2.13	3.67	2.86	2.73
CaO	3.53	2.31	7.81	5.83	3.91	4.12	4.33
Na ₂ O	1.09	1.76	1.87	2.45	1.05	1.14	0.94
K ₂ O	2.24	1.88	0.94	1.64	2.29	1.84	2.20
Ign.	4.75	4.85	5.73	4.53	4.64	4.64	5.54
Total	100.44	100.56	100.08	101.34	99.70	99.43	99.86

第 1 図



- 小倉入幡南方地区 □ 門司地区 (脇野亜層群)
 ■ 彦島地区 (下関亜層群) ○ その他の地区

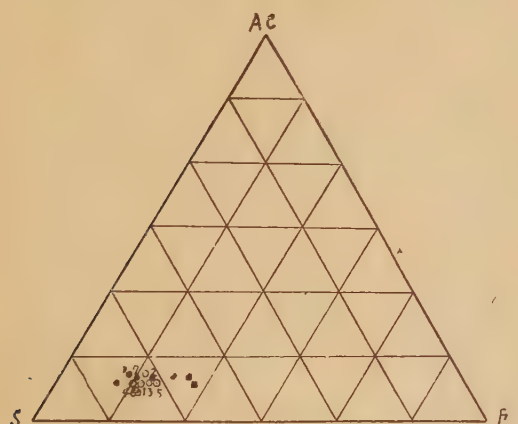
るが、それは含有方解石が二次的の炭酸化作用によるもので当然な結果である。この事は顕微鏡的にも、野外の観察からも判然とする。(d, 本地区

困難である。(b)下関
 亜層群中(彦島)の同
 様の外観を呈する凝
 灰岩とは異り、これ
 は S-Al-F 図表に明
 瞭である。即ち、SiO₂,
 TotalFe, MgO, CaO,
 に著しい差があら
 われ、Al₂O₃ は略等
 しい関係にある。(c)
 Al-C-Alk 図表では、
 不規則であり明瞭な
 結果が見られないが、
 総じてCaOの値は相
 当の変化の範囲をと

Molecular ratio of the above rocks

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1034	1000	1032	1046	966	1025	1020
TiO ₂	9	8	7	8	8	9	10
Al ₂ O ₃	145	175	118	141	160	145	156
Fe ₂ O ₃	24	32	27	32	34	36	26
FeO	42	51	32	24	51	27	28
MnO	0	1	1	1	2	1	0
MgO	105	58	59	52	91	71	68
CaO	63	41	135	104	70	73	77
Na ₂ O	17	28	30	39	17	24	20
K ₂ O	23	19	10	17	24	20	24
Total	1462	1413	1451	1464	1423	1431	1429

第 2 図



○ 小倉, 八幡 地区 □ 門司地区 (脇野亞層群)
 ■ 彦島地区 (下関亞層群) ● その他の地区

に於て、下関亞層群
 と脇野亞層群に圧す
 る岩石間の差は化学
 組成上からも判然と
 しない。この事実は
 前報に於ては極めて
 明瞭であつただけに、
 更に検討を要する問
 題であり、野外観察
 に於て充分確かめる
 必要がある。(e) 緑
 色岩と赭色岩の間
 に、本地区のものも
 Fe₂O₃, FeOの間の量
 比に同様の結果がみ

られる。即ち緑色岩は赭色岩よりも、Fe₂O₃/FeO が比較的小である(緑色
 岩=0.57~0.66、赭色岩=0.62~1.30)。この原因に関しては礦物成分から
 前者が緑泥石を多く含有するに対して、後者は赤鉄質¹⁾を多く含むことの
 外に成因論的説明は尙研究を要する。

IV 他の凝灰質岩石

前述の緑色及び赭色凝灰質岩石の外に、本地区には数種の凝灰質岩石の

1) 赤鉄礦、鉄礦等の微細な混合物と思われる。

分布が見られる。それは下関亞層群及び所謂八幡層の分布範囲中に介在し、特に後者は殆んどこの種の岩石に安山岩層より成るものである。その主なるものは、(a) 暗緑色安山岩質凝灰岩及び同角礫凝灰岩。(b) 黝色含石英粒安山岩質角礫凝灰岩。(c) 青白色石英安山岩質角礫凝灰岩等である。一般にこれらは、火山碎屑構造を呈し、肉眼的にも凝灰岩なることが判然としており、而かも関門地域に於て、特にこの附近のみに広く發達する様である。この点で関門地域中世代の火成活動を攻究する際に極めて重要な意義を有するものと考えられる。之については後報に述べる。

V 結語及び要約

以上述べた本地区の緑色及び赭色岩の産狀、顕微鏡的及び化学組成上の結果から次の事柄が推論せられる。

(1) 本地区の中世層は脇野亞層群と下関亞層群に屬するが、兩者の差はあまり著るしくあらわれない。その緑色及び赭色岩の大部分は殆ど所謂普通の碎屑構造を呈し、之は前報に述べた門司地区のものに大体類似する。火山碎屑構造は一般に著るしいものが少いが、之は下関亞層群に限るようである。

(2) 而し脇野中世層に屬するものは、かなり多量の安山岩質岩石片、火山玻璃を含有すること、造岩礦物の形狀等より全く火山活動に無関係と思われるが、その堆積にあたつてはむしろ普通の碎屑岩としての作用をうけたことが大きい。

(3) 故に斯かるものは所謂層灰岩 (tuffite) と稱さるべきものであるが、所謂“凝灰質”なる名稱を冠する際には尚検討すべきであろう。

(4) 従つて之等の岩石は本地区中世層としての役割は著るしいけれども、火成活動解析上の役割はむしろ少なく、この問題については之等に交錯して存在する標式的安山岩質凝灰岩、安山岩類に注意すべきであろう。

(5) 緑色の赭色岩については火成活動と言う点からいえば関門地区と同様、脇野亞層群形成の時代は、下関亞層群形成の時代よりも活動が著しくないと言える。この事は随伴する安山岩層の分布と存在量から主として言われる事であり、この意味で八幡層は最も興味あるものである。

(6) 緑色及び赭色岩の成因的差異については尙不明であるが、この地区では、前報に述べた緑泥石化作用だけでは説明されない様である。

本研究費の一部は文部省科学研究費に拠つた。記して謝意を表する。又終始、御指導を賜つた東北大渡辺教授、九大富田、松本、松浦各教授その他九大理学部分析化学教室の諸氏に深く感謝する。(本報文の要旨は日本地質学会総会に於て講演、京都、昭和26年)

鑛物學及び結晶學

7248. **Sauconite** 及び亜鉛礦物の熱分析並びに X 線的研究 Faust, G. T.

Sauconite は Zn に富んだモンモリロン族の鉱物で、石炭石の結晶構造内の酸素イオンの作る八面体の中心の Mg イオンを Zn イオンが置換したものである。即ち石炭石の $(\text{Mg}_{2.30}\text{Fe}^{+3}_{0.45}\text{Fe}^{+2}_{0.25})(\text{Al}_{0.80}\text{Si}_{1.20})\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Ca}/2)_{0.24}$ に対し、或る saucnrite は $(\text{Zn}_{2.40}\text{Mg}_{0.18}\text{Al}_{0.22}\text{Fe}^{+3}_{0.17})(\text{Al}_{0.55}\text{Si}_{1.45})\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Ca}/2)_{0.25}\text{Na}_{0.09}$ で表わされる。この様な基を置換した saucnrite の示差熱分析が多数述べられ、又種々の sauconite の X 線粉末写真の結果が寄され、 1000° に加熱された sauconite は珪酸亜鉛鉱 ($\alpha\text{-Zn}_2\text{SiO}_4$)、亜鉛光晶石 (ZnAl_2O_4) 及びクリストバル石 (SiO_2) に解離することを平衡状態図をも援けて示している。

(Am. Min. **36**, 795-822, 1951) [大森]

7249. **Pennsylvania 州 Rawlinsville 産の硬緑泥石** Hietanen, A.

Rawlinsville 附近の雲母片岩中に硬緑泥石が産出する。経緯鏡で測定すると、この大部分は単斜晶系で、 $X=b$ であるが、三斜晶系のものもある。劈開 (001) 上の葉片双晶が普通に見られ、従来知られていた [110], [130] の他に [210], [120], [310] の双晶軸が見出された。South Carolina 産の硬緑泥石にも単斜、三斜の二種が見られるが、この光学方位は上記と異なり、 $Y=b$ である。尚上記硬緑泥石の屈折率は $\alpha=1.719$, $\beta=1.721$, $\gamma=1.725$ で、化学分析の結果から得られた式は $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_{1.9}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_{2.2}(\text{Al}_{1.9}\text{Si}_{2.1})\text{O}_{10.4}(\text{OH})_{3.7}$ で表わされ、ここに $\text{Fe}^{2+}:\text{Mn}:\text{Mg}=1.37:0.07:0.48$,

$\text{Fe}^{3+}:\text{Al}=0.2:2.0$ である。(Am. Min. **36**, 859-868, 1951) [大森]

7250. **Maine 州 Lewiston City 採石場の繊維状方解石脈** Fisher, L. W.

この採石場は Androscoggin 層の大理石を採掘したもので、石炭紀のペグマタイトと三疊紀の玄武岩で貫入されている。この玄武岩脈中の多数の垂直裂隙を繊維状方解石が満している。玄武岩脈の貫入後、その冷却に伴つて、岩脈中に裂隙を生じ、後にこの中を地下水が通過し、この中に含まれていた炭酸塩が方解石として脈中を満したもので、空気の放出に依つて結晶は繊維状となった。(因に、Fisher 教授は昨年 1 月 30 日に他界した。) (Rocks & Min. **26**, 473-477, 1951) [大森]

7251. **北スエーデン Ultevis 地方に於けるマンガン酸化作用 (II) 鑛物學的記載** Ödman, O. H.

第 1 報に於いては上記地方の地質、鉄床、鉄化作用等を論じ、本文に於いてはこの地方に産出する熱水及びペグマタイト起源の、興味ある珍らしい数種の鉱物について、産状、光学的性質及び化学的、X 線的研究の結果を詳細に記載している。その主な鉱物は次の如きものである。

1. Bixbyite, $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, cub.,
2. Braunite, $3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$, tet.
3. Hollandite, $(\text{Pb}, \text{Ba})(\text{Mn}, \text{Fe})_8\text{O}_{16}$, mono.,
4. Topaz,
5. Viridine, (manganandalusite), $(\text{Al}, \text{Mn})_2\text{SiO}_5$,
6. Piedmontite,
7. Alurgite, (red muscovite),
8. Svabite, $\text{Ca}_5[\text{F}(\text{AsO}_4)_3]$, hex.,
9. Molybdo-sheelite, $\text{Ca}(\text{W}, \text{Mo})\text{O}_4$, tet.,
10. Tangsten-powellite, $\text{Ca}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$, tet. (Arsbok **44**, No. 516, 1~28, 1950) [長谷川]

7252. **Amesite の結晶構造と熱分解** Brindly, G. W., Oughton, B. M., Youell, R. F.

Amesite は従来緑泥石族鉱物の端成分と考えられていたが、その X 線的研究によつて kaolin-type の結晶構造を有する事が確認された。その格子恒数は、 $b_0 = 9.17 \text{ kX}$, $a_0 = b_0 / \sqrt{3}$, $c_0 = 13.98 \text{ kX}$ であり、化学式は $(\text{Mg}_{1.6} \text{Al}_{1.0} \text{Fe}_{0.4}) (\text{SiAlO}_5) (\text{OH})_4$ に相当する。又加熱試料の X 線の吟味によれば、緑泥石は 500°C 以下で脱水分解し始めるが、amesite は他の kaoline-type の鉱物の如く 600°C 附近に至つて分解し始める。それ故、緑泥石と amesite の混合している試料から、純粋な amesite のみを取り出すには試料を 550°C に熱処理して緑泥石のみを分解し、稀塩酸で溶解し去ればよい。(Acta Cryst. 4, 552~557, 1951) [長谷川]

岩石學及火山學

7253, 花崗岩の起源 Grout, F. F

初め花崗岩及花崗岩化作用に就いての二、三の定義の吟味をし、次に岩漿の冷却による花崗岩と交代変成作用によるものとを区別する特徴を 10 挙げる。最後に著者は Duluth gabbro, Cape Town, Minnesota, Ontario, Huron 等の地方の花崗岩及片麻岩の研究、経験から花崗岩には次のものがあると信じている。(1) 花崗岩漿の冷却によるもの。(2) 他の岩石の交代作用によるもの。(3) 上の 2 過程の中間の作用によるものである。露出する花崗岩の 85% 以上が (1) に属す(岩漿は必しも 100% 液体でない)。その 5% 位が花崗岩漿と固結岩石とが交代変成作用的に反應して生じたもの。その多分 5% 位が花崗岩漿からの エマネーションが固結岩石と作用して生じたもの。多分 5% より少ないものが岩漿がつくられる様な深いゾーンからの古期岩石と花崗岩との混合物(深く削剝せられた所にみる)。

1% 以下が地球深所からのエマネーションによるもの。(1) の花崗岩中 80% が底盤塊に入り、5% が floored chamber に入るもので、花崗岩は其の下方の斑岩から分離した。

Archean の底盤塊が生ずる以前は、これと少類似した仕方では、basalt zone と granitic zone とが分離したかもしれぬ。しかし Archean 以来、多くの花崗岩底盤は片麻岩、花崗岩からなる地殻の深部の比較的熔融し易い部分から供給せられたと考へる。大規模な交代作用による花崗岩の生成 (granitisation) に就いては充分證據がない。[Geol. Soc. Am., Mem. 28, 45-54, 1948] [千藤]

7354, 北西 Adirondack 花崗岩質岩石の成因 Buddington, A. F.

調査せられた北西 Adirondack 火成岩体 (2000 平方哩以上) は pre Cambrian に属する Highlands Igneous Complex (南東部) 及 Low-lands Belt (北西部) からなる。前者は主に石英閃長岩及角閃石花崗岩からなる。後者は Grenville metasediments 及ミグマタイトからなり、アラスカイト花崗岩、斑状花崗岩等が貫入する。火成岩は扁桃状体、或は岩床として Grenville series 中に貫入した。貫入時期は 2 ある。初め石英閃長岩が貫入、metasediments、斑岩床と共に Close folding した後、花崗岩及花崗片麻岩が貫入した。両者は母岩の片離面、褶曲構造に整合し、共に造構造運動を受け、片麻岩となつている。褶曲構造の軸は略 NE-SW である。此等花崗岩類の 85% (岩床及扁桃状体) が固結分化した岩漿の産物で、15% 以下がペグマイト質及カリに富む岩漿。そして小さいアラスカイト相を伴う角閃石花崗岩からのエマネーションによつて、metasediments、角閃岩がミグマタイト化作用、花

崗岩化作用を受けたものである。

古期の石英閃長岩類は、岩漿の分別結晶作用に依つて分化したと考へられる。石英閃長岩の大塊が重力分化作用を行つて、下部は輝石閃長岩等の基性で、漸次上部に向けて酸性となり、角閃石英閃長岩、角閃石花崗岩等となる。

新期の花崗岩類のうち角閃石花崗岩及アラスカイトはそれらに対応する岩漿の固結によつて生成せられと考へられる。両者は移化し、共に均質である。

微斜長石花崗岩、斑状微斜長石斜長石花崗岩は一部岩漿から、一部はミグマタイト化作用、花崗岩化作用により生成せられた。例へば後者は metasediments (石英黒雲母斜長石片麻岩等)、角閃岩、スカレン等の inclusion があり、その鉱物に対応する輝石、角閃石、柎榴石、珪線石等を含む。鉱物的、構造的に inclusion と移化する。“phantom structure”をもつ。

曹長石及灰曹長石花崗岩は一部 anatectic magma から、一部花崗岩化作用によると考へられる。ソーダに富む岩漿は石英黒雲母斜長石片麻岩の differential fluxing に依つて生じうるかもしれない、又 metasediments の完全な花崗岩化作用によつて生じると考へられる。(Geol. Soc. Am., Mem 28, 21-43, 1948) [千藤]

7255, Ontario, Hibla 産ベグマタイト 礦物の地質學的溫度測定 Peach, P. A.

加熱するとき 発する液体包裹物の 爆発溫度を測定して、その鉱物生成時の溫度、壓力を图表にしたものが黄鉄鉱に就いて作られている。この图表を用いて、實際に黄鉄鉱の爆発溫度を測定し、之に対応する壓力が、此の黄鉄鉱と共存する他鉱物液体包裹物の生成壓力に等しいものとし

て、それら鉱物の爆発溫度の測定から、生成溫度を知らんとしたものである。表題産地に於ける黄鉄鉱、石英、長石等の生成溫度は 450°C 乃至 550°C であつて、高温型石英は存在しないと云う。(Jour. Geol. 59, 32-38, 1951) [植田]

7256, 南アラスカ産球顆閃綠岩 Ray, G. R.

南アラスカ Willow Creek 地方に産する球顆閃綠岩について、岩石學的記載、周圍の岩石との關係、成因等の考察を行っている。球顆は quartz diorite と pegmatite との境界に産し、quartz diorite の結晶作用が行はれている途中に、之に進入して來た pegmatite の plagioclase を核として発達したもので、之のことは次の現象で説明される。(1) 球顆の周縁部が欠損していること。(2) 相接する球顆が互に発達を妨げていること。(3) saddle reef 構造が見られること。(4) 球顆と matrix との鉱物が類似していること等 (Am. Journ. Sci. 250, No1, 1952) [植田]

7257, 珪鋁質噴出岩と深成岩の對照的 礦物學的創始 Tuttle, O. F.

噴出岩の石英、長石と深成岩のそれらとの間の鉱物學的な相異をあげ、其の相異は初めの“噴出岩型”の石英長石が轉移 (inversion)、離溶 (unmixing)、再結晶に依つて“深成岩”のものへの変化を表はすものである。Or-Ab-HO 系の研究はアルカリ長石の安定關係を説明し、單一のアルカリ長石は高温で安定であるが低温では不安定になり、K に富んだ相と Na に富んだ相 (peuthite) に分れる。この様な離溶はパーサイト-石英-花崗岩には一般的であると述べ、著者は更に花崗岩に於ける二次的曹長石の、正長石斜長石との關係、及び同一化学成分を有

し、鉱物成分を異にする (hetero-morphic series) 岩石の関係等より、² 溶解の現象はパーサイトの段階を超えて、殆んど純粋の斜長石を正長石に分離するまで続き、正長石—斜長石—石英—花崗岩ではその事実が示される。然し Ca の存在により高温で二つの長石の共存を許すので、その斜長石のどれだけが加里長石から分離したものであるかは明らかでない。著者は更にパーサイトを花崗岩化作用、離溶と変成作用にもふれている。(Jour. of Geol. 60, 107-124, 1952) [島津]

7258, 共存せる橄欖石と輝石中に於ける Fe^{++} と Mg の分配 Ramberg, H., DeVore, G.

種々の岩石について共存する斜方輝石と橄欖石の $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比を屈折率測定から求め、人工的の輝石—橄欖石中の Mg^{++} , Fe^{++} の分布状態と比較した。次に、斜方輝石と橄欖石とが共存する場合の関係を熱力学的に吟味し、 Mg , Fe の分配恒数 K を規定し、これは鉱物の生成温度に関係があり地質学的温度計として用いられる事を示している。又、之等の吟味から斜方輝石は理想的な混晶系列を作らないことを述べ、最後に斜方輝石中、中間成分のものから Mg -rich のものに特に多く含まれる Al について論及している。(Jour. Geol. 59, 193-210, 1951) [長谷川]

金 属 鑛 床 學

7259, Utah 州 Tintic 地方に於ける最近の鑛床調査に應用した地化学的操作 Almond, Hy, Morris H. T.

当地方 Iron Blosson No. 1 及び No. 3 堅坑附近に於ける地化学的研究の結果を述べている。即ち地下 70~500 呎の箇所

にピロイド及び重晶石等よりなる鉱体がパイプ状又は脈状として苦灰岩及び石灰岩中に存在し、その上部がラタタイト及びモンゾニ岩に被われている場合、その地表に於ける岩石中の Zn , Pb , Cu を抽出、定量すれば、1) 熱水変質の程度に比例して Zn , Pb , Cu が増加する正の異常を呈する場合と、2) 変質部分でも増加傾向が認められず、却つて Zn が減少する負の異常を認める場合とがある。之等の現象の差異は 1) 鉱床生成前の断層破碎帯の有無、2) 熱水変質作用の差異等にもとづくものと考えられ、地化学探査の解釈に地質構造及び岩石変質の重要性を説いている。又上記の負の異常は黄鉄鉱の酸化に依つて生じた硫酸が岩石中の Zn を溶解流失したためと解している。尚著者は岩石中の Cu , Zn , Pb を野外で速みやかに抽出定量するには酢酸—醋酸アンモン法より硫酸法の方がより正確で有効であると数値をあげて説明している。(Econ. Geol. 46, 608-625, 1951) [若木]

7260, Upper Mississippi Valley の鉛、亜鉛鑛床に於ける鑛物生成の温度 Bailey, S. W., Cameron, E. N.

Bautsch, Andrews, Liberty その他 3 鉱山計 6 鉱山産閃亜鉛鉱 32 箇及び方解石 5 箇について、その生成温度を各鉱物の液相包裏物中にある気泡の逸散する温度から求めようとする試みである。実験方法は顯微鏡の廻轉盤上にある小型ニコローム電気炉中で厚さ 0.2mm の鉱物薄片を加熱しながら、液相包裏物中の気泡の変化を 420 倍の高倍率で観察し、温度気泡の消失する温度を求めるやり方で、温度は熱電対で測定している。この実験の結果から、1) 閃亜鉛鉱の生成温度は $75^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{C}$ で、綫状脈の盤側より脈の中心部に向ひ次第に温度を低下する。2)

閃亜鉛鉱より後期の生成物たる方解石の生成温度は $50^{\circ}\sim 38^{\circ}\text{C}$ で、その上限温度が丁度閃亜鉛鉱の下限温度に一致する等が理解せられ、鉱床を生成した溶液の温度が次第に降下したことが定量的によく判り興味深い。又以上の結果は、鉱物相互の産状にもよく一致する。(Econ. Geol. **46**, 626-651, 1951) [吉木]

7261, 宮崎縣土呂久鑛山の地質鑛床 滝本清

当鉱床は錫石及び硫黄鉄鉱を核行の対象とした接触交代及び高温熱水性鉱床で、花崗斑岩、石英斑岩等の花崗岩質岩石と成因的關係を有し、石灰岩、花崗斑岩及び粘板岩等を母岩とする不規則塊状又は脈状の鉱体である。現出鉱物としては 1) スカルン鉱物—珪灰石、灰鉄輝石、柘榴石 2) 含硼素塩素鉱物—ダンブリ石、電気石、斧石、柱石 3) 鉱石鉱物—錫石、硫砒鉄鉱、黃鉄鉱、磁硫鉄鉱、黃銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱 4) 脈石—石英、方解石等があり、その生成順序は上記 1)→4) の順である。鉱床は又 2 次的に著しく酸化されて硫化鉱物は赤土化し、その中に錫石、白鉛鉱、孔雀石等の 2 次的鉱物が包含されている。(九州鉱山, **20**, 1-7, 1952) [吉木]

7262, 北海道豊後鑛山銅鉛鑛床調査報告 小関幸治

地質は火山碎屑物よりなる第三紀層とこれを貫ぬき或は被覆する角閃石英斑岩、安山岩類等よりなり、鉱床は主に角閃石英斑岩中の裂隙を充填した銅、鉛、亜鉛鉱脈で、数條あり、走向略々南北に近く、一般に 70° 以上に急斜している。その中で経済的に重要な鉱脈は石英斑岩中の 2 條の平行脈で、西側のものは延長 70 米、幅 0.5~1.5 米、東側は夫々 70 米及び 0.2~0.7 米で、主として角礫状鉄、一連

網状脈を形成する。組成鉱物としては石英、綠泥石、重晶石、方解石、黃鉄鉱、黃銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、閃亜鉛銅、銅藍等がみられ、品位は西側で銅 0.75% 以下、鉛 1.9~20.7%、亜鉛 5.3~31.1%、東側脈では銅 0.82% 以下、鉛 1.7~25.3%、亜鉛 5.0~36.8% である。(地調月報 **2**, 552-558, 1951) [吉木]

7363, 重石及び水鉛鑛脈の品位測定に關する 2, 3 の試み 佐藤源郎, 菊池徹

分析試料を採取する場合、輝水鉛鉱及び鉄溝重石の様な硬度の低いものや劈開の発達している鉱物は脈石に比し多く採取され、実際の脈内品位より不当に高くなる傾向がある。著者はこの欠点を除くために茨城県高取重石鉱床及び富山県小黒部水鉛鉱床に於ける脈内品位を面積比法によつて算出し、同一箇所の化学分析値と比較検討してこの方法の有効なることを述べている。即ち脈の断面に於ける脈石と鉱石鉱物との面積或は面積比を方眼紙又は金網で測定し、これに各鉱物の比重を考慮して重量百分比を求める方法である。これによれば現場で手軽に実施出来、2) 経費、手数並びに時間の節約をもたらす、3) 数多くの測定が容易で、且つ各測点に於ける試料採取の誤差がない等の利点を有し、現場に於て能率的な方法であると推奨している。(地調月報 **2**, 543-547, 1951) [吉木]

7264, 北海道の金鑛石 福富忠男

北海道全般に亘る産金状況、各産金地につき地理、地質、鉱床賦存状態、母岩、姉姉岩等を述べ、その鉱石の型種と構造、脈石、鉱石中の含有鉱物、含金状態等金鉱石の産状、性状の他、金粒片の検討、採金状況等を略 200 頁に及び詳述せられてある。(北海道地下資源資料, **3**, 昭 25, 7) [山岡]

7265, 北海道の水銀鉱床 矢島澄策

世界及び本邦に於ける水銀鉱床につき概述し、次いで現在産額の上に於て本邦の90%を超えるイトムカを始めとする北海道の水銀鉱床につき、その分布、型式、水銀鉱の性質、母岩及び其の変質、随伴鉱物並に其の共生関係、鉱床の成因と其の地球化学的考察をなし次の如く総括されている。1. 本邦に於ける水銀鉱床は北海道と西南日本の中央構造線に沿える部分に偏在している。2. 北海道に於ける水銀鉱床の分布は(イ)南西部鉱床群—石英粗面岩活動に依る。(経済的価値に乏しい)、(ロ)脊梁山脈に沿う鉱床群—蛇紋岩活動に関係を有するもの、(ハ)北東部鉱床群—石英粗面岩活動に関係を有し此の地方の含金石英脈と姉妹関係を有するものの3に分たれる。3. 水銀鉱石の主なるものは辰砂であり、准辰砂は脊梁山脈に沿う鉱床群の鉱石の表面を被覆して産するが、二幸、置戸の両鉱山の鉱石からは辰砂生成の一過程に劇然と産出して居り、在来の如き二次的又は漸移的の産出状態ではない。自然水銀はイトムカ鉱山の如く極めて多量に産出する異例が認められ、明かに初成的状態をなしている。他の水銀鉱物は未だ発見されていない。4. 水銀鉱床に伴う随伴鉱物としては、鶏冠石、雄黄等の砒素鉱物、輝安鉱、硫黄、重晶石、明礬石、黄鉄鉱、白鉄鉱等があるが各鉱山により異り、又脈石、随伴鉱物を殆んど伴わぬもの、或は稀にニッケル鉱に関係があると思はれるものもある。5. 母岩の変質はアルカリ性浅熱水溶液による。6. 水銀鉱床は低温熱水溶液より生成し、地裂断層等の崩線に構成せられ、鉱床は單獨に存在するのは稀で特殊の配列をなし、その方向は地帯構造と何等かの関係を有する。(同上, 5, 昭25, 9) [山岡]

石油鉱床學

7266, メキシコ灣岸油田に於ける石油の比重と堆積相との關係 Haeberle, F. R.

テキサス州ガルフコウスト油田に於ける第三紀の油は從來その層準と深さによつてその比重が下方に減少するものと云はれて来たが、筆者の研究によつてこれが必要しも当らずその生成に於ける沈積環境に大いに支配されるものであることを明にした。即ち多くの資料について検討した結果 shallow-water 乃至 continental facies に於いては比較的軽い油を、これに反して marine 乃至 deeper-water facies に於いては比較的重い油を産することが指適された。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 35, 2238-2248, 1951) [加藤]

7267, ロッキイ山油田地域の集油構造 Mc Coy, A. W.; Chairman; Sielaff, R. L.; Downs, G. R.; Bass, N. W.; Maxson, J. H.

モンタナ、ワイオミング、コロラド、ユタ及びダコタの一部及びネブラスカの各州を含む当油田は1950年の始めまでに293のトラップが発見されている。これらについてその構造を比較綜合した結果從來注目され又今後も亦その重要性は失はぬものであらう背斜構造の他に將來なほ透水層、楔状層及び断層に関係したトラップの緊要性は見逃がせぬものである。(Bull. Am. Assoc. Petrol. 35, 988-999, 1951) [加藤]

7268, 南部オクラホマ油田の集油構造 Selk, E. L.

当油田に於ける油及び瓦斯の集積は元來ペンシルバニア紀に於ける顯著な造山運動(Wichita orogeny)及びArbuckle orogeny)並びに二疊紀及びその後の小

造山運動に起因する地質及び地質構造に
関連するものとされているが、この地域
に属する Apache, Soholem Alechem,
Lcne Gröve, Antioch, Velma 等の油
田及び油層について地下構造図、古地理
図、地質断面及び柱状図、地下等深図等
によつて検討した結果背斜構造 (crestal-
type) の他に今後 注意すべきものは
不整合の下に発達する 単斜構造 (flank-
type) であることが指摘される。(Bull.
Am. Assoc. Petrol. Geol. **35**, 582-
606, 1951) [加藤]

7269, ニュートロン柱状図による判断
Russell, W. L.

天然 γ 線とニュートロン柱状図によつ
て行う方法とその解釈について 最近の進
歩発達に関して論じて居る。過去 10 年間
行つて来た ニュートロン柱状図による今
日迄の発達、ならびに実際に行われた方
法と岩石や液体に於ける 水素の影響に関
して述べており、ニュートロン柱状図の
岩相の解釈についての 標式的岩石に関し
ての放射能柱状図と比較検討している。
更にニュートロン柱状図による 孔隙の判
断についてふれ、地質柱状図と γ 線、ニ
ュートロン柱状図、core porosity 柱状
図の 4 つを比較して図示し、最後にニ
ュートロン柱状図の利用価値とその 應用を
のべている。(Bull. Am. Assoc. Petrol.
Geol. **36**, 312-341, 1952) [阿部]

7270, 含油層に於けるガス作用 Wil-
liams, B., Katz, D. L.

石油は地殻の多孔質な岩石中に、比較
的低い密度相の天然ガスと 比較的高い密
度相の原油とが多く見出され、これらの
相の性質は含油層の圧力と 温度と蓄積し
ている炭化水素の組成に支配されるもので、
油層岩の油とガスの混合する 作用に関し
て記している。地表からの 深さに基づい
て含油層の石油と ガス相の性質の変化が

記され、圧力が増加するに伴つて石油層
に天然ガスが溶けこみ、又ガス相に普通
の液体の炭化水素が溶け込み、油層岩の
性質は油層岩の圧力と 温度に 関係するこ
とを記し、最後に含油層に関する 實際上
の應用をのべている。(Bull. Am. Assoc.
Petrol. Geol. **36**, 342-358, 1952)
[阿部]

7271, 粒度分布と油層岩の特色 Griffi-
ths, J. C.

油層岩の粒子分布は 4 つのグループ、
即ちアルコーズ、硬砂岩、珪岩、石英質
硬砂岩に分類される。但し含油層の石灰
岩と高度の硬砂岩を一應除外している。
これらの油層岩の粒度分析の方法は
Krumbein (1938), Pettigohn (1938),
Milner (1940), Tickell (1947) 等の
人々によつてそれぞれ示されているが、
Trask (1942) による 粒度スケールが表
示されて居り、更に油層岩の粒度分布に
ついて、米国の主なる含油砂岩 5 つの型
について比較検討し、石油開発と粒度分
布の關係と油層岩の産出の特色にふれて
いる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.
36, 205-229, 1952) [阿部]

参 考 科 学

7272, 火成岩の年数決定 Miholić, S.

鉞床の探査に關聯して火成岩の年数を
岩石試料から決定せんと試みたもので、2
つの異つた方法、即ち lead method と
strontium method とを用いて年数を算
出している。試料は Sweden, Serbia 等
の片麻岩質花崗岩及び 綠色片岩等を用い
て、完全分析の方法を示し、U, Th, Pb,
Rb, Sr 等を定量し、lead method に於
ては U, Th の最終崩壊物が鉛になるこ
と、strontium method に於ては Rb の
崩壊により Sr になることを應用したも

のである。地質学者に依つて算出された地質時代と之等の方法によつて得られた年数とを比較している。(Jour. Chem. Soc. 3401-3405, 1950) [植田]

7273, 礫素の地球化学化學的研究 (I~II), 礫部礫泉の成分及び沈澱物中の礫素, 武藤 覚

炭酸食塩泉として知られている群馬県礫部礫泉に於いて、6ヶ所より採取せる試料水の主要成分の定量分析を行つた。礫素含有量は蒸発残渣量に比例し HBO_2 として $0.12 \sim 0.15 \text{ g/l}$ 含まれる。又、礫泉は空中で CO_2 を放出して CaCO_3 の沈澱物を作るが、この早期沈澱物中の礫素量は HBO_2 として $0.13 \sim 0.14\%$ であり後期沈澱物中の HBO_2 はその2倍の $0.20 \sim 0.25\%$ 程度である。(日化 73, 108~112, 昭27) [長谷川]

7274, スウェーデンの "Albatross" 深海探險隊の報告結果の新しい堆積岩石學的解释 Weynschenck, R.

スウェーデンの "Albatross" 深海探險隊の報告結果から堆積物の硬化を論じたもので、熱帯大洋数百米以上の深処堆積物には白雲岩層が存在し、"Albatross" から得られた爆発反響数値の低いことはこの白雲岩層によるものである。将来は地球物理学的方法が深海の研究に必要で、その資料結果を堆積岩石學の研究に導入しなければならない。(Jour. Sed. Pet., 1, 82-84, 1951) [田口]

7275, Victoria 州 Port Campbell の石灰洞に於ける豆石, 鰐状岩及び石灰生成物 Baker, G., Frostick, A. C.

Victoria の南海岸 Port Campbell 地方の石灰岩中のシフの石灰洞には、豆石鰐状岩、石灰生成物が生成されているが、それ等の生成状態は各石灰洞で多少異なっている。この生成の相違は (1) 石灰洞の床の特性、(2) 屋根の部分から出てい

る循環水中に酸化鉄が溶液として含まれており、且つ多くの粘土が懸垂していること (Pearces Cave), (3) 大気の循環する強さ、(4) 重炭酸塩に伴つて有機物 (algae) が存在すること (London Bridge Beach の石灰洞)、等に基くもので、尙豆石にも鰐状岩にも石灰質、鉄質の両変種が発見される。(Jour. Set., 21, 85-104, 1951) [田口]

7276, 海岸平野の気温分布 設樂寛

青森県三本木平野は夏季に山背風と云はれる冷湿な北東風に悩まされている。毎日の10時気温及び風向を資料として夏季7月の気温をみると、(1) この地域内で何れの地点も内陸からの風よりも洋上からの東系の風によつて低温である。(2) 更に相隣る二つの地点について考えれば両者が同風向を示す時は風下に若干相対的に高温化する傾向を示す。(3) 風向が向い合つた時の兩地点の気温差は同風向の時よりも大きく勿論東系風に低温である。推計學の計算からこの地方における気温の風向性は相隣る二地点間に同時に認められ、冷湿二気流が並存していることが推論される。毎日の気温分布風向図を描いてみると、風向の不連続線は気温分布のそれに一致して小規模のフロントを形成し、洋上から入り込んだ冷氣と、北上平野から北上する内陸気流と境すると、そのフロントの位置によつて気温分布が形成される。各地点がその何れの気塊に支配されるか、その頻度の集積によつて気温分布の平均状態が理解される。三戸地方は内陸気塊の支配圏に入り、海岸部は洋上気塊の支配下に、また三本木、五戸、七戸は頻度に於て中間的である。(Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Series, 1, 1952) [加藤]

サイトこれに伴ふ、2・3の粘土鉱物について(橋本昌三), 高嶺鉱山の種々な変質過程にある緑泥石について(北崎梅香), Hydrated halloysite 粘土の示差熱分析曲線の変化と allophane の問題(須藤俊男, 小坂丈予), 北海道産沸石耐火粘土の産状及び成因(高安昌明), 新屋炭因の所謂ベントナイト(田中信也, 木下龜城)試作 G・M 計数管 X 線分光器に依る粘土鉱物の研究(岩井津一, 中平光兵), 加熱に依る二、三の共生構造の変化に就いて(青木茂彦, 山江徳蔵), Jadeite の熱分解と其の硝子相について(吉木文平, 松元邦治), FeS_2 - FeS 系の研究(竹内常彦, 南部松夫), 沸石類の熱水反應に関する研究(桐山良一, 小泉光恵), 本邦各種鉱床に産する鉱物の decrepigraph について(小泉光恵), 電媒常数による鉱物の熱的研究(鵜飼保郎), 鉱物の電媒常数の研究(柿谷悟, 田久保実太郎), 鉱物の検波作用(梅垣嘉治), 阿蘇外輪山本谷越産普通輝石(松本幡郎), 赤城火山熔岩斑晶輝石の形状(太田良平), 2・3の長石結晶(逸見吉之助), 分析値に於ける混成岩と黒雲母(木崎甲子郎), $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ 系(八木健三, J. F. Schairer), 造岩鉱物の polymorphism と生成条件(堀福太郎), 造岩鉱物の性質とその生成条件との関連について(坪井誠太郎), 石英の性質と生成条件との関係(飯山敏造), 福島県御所寺竹貫地方の変成作用とざくろ石の性質との関係(都城タミ, 都城秋穂), 変成作用の性質と鉱物の性質との関係(都城秋穂), Cordierite の性質とその生成条件との関係について(山崎正男, 都城タミ, 都城秋穂, 飯山敏道), 愛媛県松山附近の第三紀以後の火成岩類(堀越和衛), 島根県中部の火成活動について(吉田博直, 今村外治, 迎三千寿), 鷲別岳附近の火成活動について(佐藤文男, 澤田義男), 柱川鉱山の地質及鉱床(秋葉力), 秋田県院内鉱山の鉱床に就いて(山江徳蔵), 足尾銅山古生層中の河鹿鉱床特に連慶崎河鹿について(草薙忠明), 島根県飯石郡飯石村に於ける磁鉄鉱々床に就いて(牟田邦彦, 木下龜城), 愛媛県宇摩郡積善鉱山の地質鉱床について(金尾直敬), 愛媛県宇摩郡新宮鉱床周辺の地質鉱床について(光野千春), 愛媛県新居郡愛媛鉱床附近の地質構造について(吉野言世, 小島丈児), 愛媛県市之川鉱山の輝安鉱床について(山下新平), 鹿児島県屋久島の重石鉱床(林昇一郎, 濱地忠男, 物部長進), 岩手県岩澤鉱山の石膏鉱床について(鈴木喜彦, 青木茂彦), 滑石鉱床に就いて(内田義信), 北海道茅渚図幅に於ける金屬鉱床と地質との関係(齊藤正次), 阿武隈山地西縁部に発達する珪長石(pegmatite)(三本杉己代治), 比叡多田鉱床地域の地質的研究(小島信夫, 小泉光恵, 出村收), 赤鉄鉱々床に関する電気探鉱の成果について(中村一孝, 小泉光恵, 出村收), 宮崎県龍峰鉱山産キューバナイトについて(立見辰雄), 宮崎県龍峰鉱山の母岩に見られる柘榴石について(松石秀之), 山形県入久和鉱山産銅鉱石について(伊藤健三, 竹内常彦, 南部松夫), 蔵王鉱山に於ける母岩の変質について(向山廣), 北海道山越郡八雲鉱山に於ける鉱化作用に伴ふ微量成分に就いて(齊藤忠夫), 硫化鉱物に伴ふ微量成分(滝本清, 荻穂雄), 微粒鉱物の放射能及多色性ハロによる花崗岩の相対的地質年令決定の可能性(早瀬一一), PDXII 型ガイガー管の計数率(高野幸雄, 片山信夫, 佐藤恭), 台湾, 台湾海峡及福建沿岸に於ける重力分布より見たるメアル底面の起伏(熊谷直一), 電気探鉱による海底地質調査に就いて(坂倉勝彦, 山本栄一, 川崎充), 潜水夫使用の地質調査法及其小例(岩佐徳三郎), 再び常磐炭田坑内温泉水について(中村久由, 安藤武), 南九州の2・3の温泉について(露木利貞), 阿蘇外輪の構造(松本唯一), 伊豆大島三原山の1951年の活動(津屋弘達, 森本良平, 小坂丈了), 乗鞍火山の地質(志水次郎), 小豆島の火山活動(山口勝), 大雪山山(石川俊夫, 勝井義雄, 鈴木淑夫), 利尻火山(勝井義雄), 室蘭半島に分布する石英粗面岩質集塊岩層について(小山内照), 石狩低地帯西南部洪積期火山岩活動の時期(土屋繁雄), カルデラに関係ある泥流の噴出時代(湊正雄, 石川俊夫)。(以下次号)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Thermal study of bornite Tsunehiko Takeuchi
Matsuo Nambu
- Eclogitic rock found as a block on the River
Yoshino, Shikoku Toshio Ishikawa
- Geometrical consideration on the construction of
geological maps (I) Yushi Funayama
- On the Mesozoic tuffaceous rocks in the Kammon
District (II) Yoshio Ohji
- Notes and News.
Proceedings of the Geological Society etc.
- Abstracts.
Mineralogy and crystallography. Thermal and X-ray studies of
sauconite and zinc minerals. etc.
Petrology and volcanology. Origin of Granite. etc.
Sci. of ore deposits. Geochemical techniques as applied in recent
investigations in the Tintic district, Utah. etc.
Sci. of petroleum deposits. Relationship of hydrocarbon gravities to
facies in Gulf Coast. etc.
Related sciences. Determination of the age of igneous. rocks. etc.
-

published bimonthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.